

# **Fazies- und Beckenentwicklung im Kambrium Nordost-Spaniens (Sierra de la Demanda)**

- Modell einer Großtransgression  
an einem perigondwanischen passiven Kontinentalrand -

## **DISSERTATION**

zur Erlangung des Grades eines  
Doktors der Naturwissenschaften

vorgelegt von

**Dipl.-Geol. Michael Mutz**  
aus Kirchhellen / Nordrhein-Westfalen

genehmigt von der  
Fakultät für Energie- und Wirtschaftswissenschaften  
der  
Technischen Universität Clausthal

Tag der mündlichen Prüfung

Vorsitzender der Promotionskommission: **Prof. Dr.-Ing. Norbert Meyer**

Hauptberichterstatte: **Prof. Dr. rer. nat. Hans-Jürgen Gursky**

Zweitberichterstatte: **Prof. Dr. rer. net. Carsten Brauckmann**

Diese Arbeit wurde am Institut für Geologie und Paläontologie  
der Technischen Universität Clausthal angefertigt.



Hiermit erkläre ich an Eides statt, daß ich die vorgelegte Arbeit selbständig, ohne unerlaubte Hilfe verfaßt und die benutzten Hilfsmittel vollständig angegeben habe.

Clausthal-Zellerfeld, den 02.12.2005

---

Dipl.-Geol. Michael Mutz



Hiermit erkläre ich an Eides statt, daß ich noch keine früheren Promotionsversuche unternommen habe.

Clausthal-Zellerfeld, den 02.12.2005

---

Dipl.-Geol. Michael Mutz



Meinem Großvater

DIPL.-ING. (GRAD.) KARL NEHLS

(REVIERSTEIGER, ZECHE ZOLLVEREIN, ESSEN)

und meinem Urgroßvater

WILHELM SKABA

(HAUER, ZECHE GENERAL BLUMENTHAL, RECKLINGHAUSEN).





### **„Das Tor zur Demanda“**

(Blick auf den Taleinschnitt des Río Najerilla durch vertikal gestellte mesozoische Schichten an der nördlichen Überschiebungszone der Sierra de la Demanda.)

*Ich spreche hier nicht ex cathedra;  
Ich bringe Streitbares in Strittiges ein,  
aber es ist nicht fertig,  
sondern will Gespräch.*

FRIEDRICH SCHORLEMMER \*1944

(Deutscher Pfarrer und Bürgerrechtler,  
Friedenspreis des Deutschen Buchhandels 1993)





## Vorwort

Die Idee, die klastischen Abfolgen der Sierra de la Demanda sedimentologisch zu untersuchen, entstammte gemeinsamen Überlegungen der Paläozoikums-Kooperation zwischen der Universidad de Zaragoza (Spanien) und der TU Clausthal. Die hervorragend aufgeschlossenen Abfolgen des Kambriums ermöglichten detaillierte Faziesanalysen und Aussagen über die sedimentäre Entwicklung im Zusammenhang mit der kambrischen Transgression. Ohne die intensive Geländekenntnis der spanischen Partner, vor allem von Prof. Dr. Eladio Liñán und Antònio Gámez-Vintaned hätte das Projekt nicht durchgeführt werden können. Ihnen sei hiermit herzlich für die staubigen und erkenntnisreichen Tage gedankt.

Für die Anregungen, die Diskussionen und die fachlichen und fachübergreifenden Ratschläge meines Doktorvaters Herrn Prof. Dr. Hans-Jürgen Gursky möchte ich mich recht herzlich bedanken. Er ermöglichte mir zudem in den letzten Jahren die Ausübung einer sehr abwechslungsreichen und herausfordernden Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Clausthal. Auch hierfür bedanke ich mich.

Herrn Professor Dr. Carsten Brauckmann danke ich ganz herzlich für die paläontologischen Hilfestellungen und die freundliche Übernahme des Koreferats.

Ich danke an dieser Stelle auch der DFG und dem DAAD, die durch die Förderung der Forschungsprojekte GU 289/7-1 und D/02/04127 einen wesentlichen Beitrag zur Finanzierung dieses Projekts geleistet haben.

Kein Vorwort kommt ohne den Dank an die vielen Mitmenschen aus, die durch ihre Hilfestellung und Ratschläge am Erfolg des Projekts beteiligt waren. Aus diesem Grund danke ich allen in alphabetischer Form: Uwe Cronberg, Dipl.-Geol. Christian Degen, Dr. Eugenia María Díez, Priv.-Doz. Dr. Ludger Feldmann, Dr. Hans-Joachim Franzke, Brigitte Fuchs, Dr. Carsten Hansen, Dr. Hartmut Jäger, Irene Joß, Dr. Rainer Müller, Dipl.-Geol. Boris A. Nadolny, Eva Puppel, Priv.-Doz. Dr. Hans-Martin Schulz, Frank Sandhagen, Dr. Carl-Diedrich Sattler, Prof. Dr. Christopher G. St. C. Kendall, Dr. Liz Thompson, Martin Josuweit, Dipl.-Geol. Bastian Roters, Dr. Sonia Scarselli, Dipl.-Geol. Jörg Simon, Prof. Dr. Wolfgang van Berk, Prof. Dr. Arne P. Willner und all denen, die ich vielleicht vergessen habe.

Ich möchte nicht vergessen, mich an dieser Stelle bei meiner Hirtenfamilie für die gute Zeit und die Unterkunft in dem wohl einzigartigen „Casa Marta“ in Ventrosa de la Sierra / La Rioja zu bedanken.

Mein ganz besonderer Dank geht an meine Familie, die mir immer ein guter Partner war und deren ökonomische und mentale Unterstützung mir oft mehr als nur willkommen war. Einen riesigen Dank an Euch alle.

Schließlich möchte ich mich ganz besonders bei meiner Freundin Felicitas für die Geduld und das Verständnis bei allen Entbehrungen bedanken. Mailand und das „Teatro alla Scala“ warten schon auf uns.

Clausthal-Zellerfeld, im Dezember 2005



**Zusammenfassung:  
Termini**

**V  
VII**

1 Einführung .....	1
1.1 Schelfsedimente der Sierra de la Demanda und die Problematik der kambrischen Transgression ..	1
1.2 Ziele und Fragestellungen .....	4
1.3 Untersuchungsmethoden .....	4
2 Untersuchte Profile .....	11
3 Stratigraphie .....	19
3.1 Präkambrium, undifferenziert .....	21
3.2 Anguiano-Formation .....	22
3.3 Puntón-Formation .....	22
3.4 Riocabado-Formation .....	23
3.5 San Antón-Formation .....	23
3.6 Huérmeda-Formation .....	23
3.7 Mansilla-Formation .....	24
3.8 Azarulla-Formation .....	24
3.9 Gatón-Formation .....	25
3.10 Viniegra-Formation .....	25
3.11 Najerilla-Formation .....	25
3.12 Brieva-Formation .....	26
4 Lithofaziesanalyse .....	27
4.1 Konglomerat-Lithofazies .....	27
4.1.1 Interngeschichtete matrixgestützte Grobkonglomerate - Lithofazies GMc .....	27
4.1.2 Ungeschichtete klastengestützte Grobkonglomerate - Lithofazies GCc .....	28
4.1.3 Bankige matrixgestützte Mittelkonglomerate - Lithofazies GMm .....	29
4.1.4 Klastengestützte bis matrixgestützte Feinkonglomerate - Lithofazies GCMf .....	31
4.2 Sandstein-Lithofazies .....	32
4.2.1 Trogförmig schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies STfm .....	32
4.2.2 Bogig schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies SFfm .....	33
4.2.3 Planar schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies SPfm .....	33
4.2.4 Wellig- bis flasergeschichtete Feinsandsteine - Lithofazies SWFLf .....	35
4.2.5 Eben parallel geschichtete bis parallel laminierte Feinsandsteine - Lithofazies SEf .....	35
4.2.6 Hummocky schräggeschichtete Feinsandsteine - Lithofazies SHf .....	36
4.2.7 Großrippel-schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies SMRfm .....	38
4.2.8 Kleinrippel-schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies SSfm .....	39
4.2.9 Planar bis bogig schräggeschichtete Grobsandsteine - Lithofazies SPFc .....	39
4.2.10 Trogförmig schräggeschichtete Grobsandsteine - Lithofazies STc .....	39
4.3 Heterolithische Lithofazies .....	40
4.3.1 Flasergeschichtete Schluff- bis Feinsandsteine - Lithofazies HFLuf .....	40
4.3.2 Wellig bis linsig geschichtete Schluff- bis Feinsandsteine - Lithofazies HWLuf .....	41
4.3.3 Wellig geschichtete Schluffsteine mit Karbonatknollen-Lagen - Lithofazies HWcarb .....	41
4.4 Tonstein-Lithofazies CL .....	41
4.5 Karbonat-Lithofazies .....	42
4.5.1 Massige Dolomite - Lithofazies CDoMas .....	42
4.5.2 Bankige, wellig geschichtete Dolomite und Karbonate - Lithofazies CDoWcarb .....	43
4.6 Makrofauna, Ichnofauna und Bioturbation .....	43
5 Faziesanalyse, Faziesmodell und Faziesarchitekturen .....	47
5.1 Retrogradierender alluvialer Schuttfächer .....	47
5.2 Übergang alluvialer Schuttfächer in einen Foreshore-Shoreface-Bereich .....	49

5.3 Transgressiver Fazieswechsel .....	49
5.4 Tidales Foreshore (Watt) .....	50
5.5 Sandiges tidales Foreshore (Sandwatt) .....	53
5.6 Aggradierende Barrieresande / Longshore bars und Sandwellen .....	53
5.7 Regressive Schelf-Shoreface-Foreshore- Signatur .....	55
5.8 Sturmbeeinflußter Unterer Shoreface - Schelf .....	56
<b>6 Sequenzanalyse .....</b>	<b>59</b>
6.1 Sequenzen Unterkambrium .....	60
6.1.1 Sequenz LCb-1 .....	61
6.1.2 Sequenz LCb-2 .....	61
6.2 Sequenzen Mittelkambrium .....	61
6.2.1 Sequenz MCb-1 .....	61
6.2.2 Sequenz MCb-2 .....	61
6.3 Sequenzen Oberkambrium .....	61
6.3.1 Sequenz UCb-1 .....	61
6.3.2 Sequenz UCb-2 .....	61
6.3.3 Sequenz UCb-3 .....	61
6.3.4 Sequenz UCb-4 .....	61
<b>7 Subsidenzmodellierung .....</b>	<b>65</b>
7.1 Porositäts-Teufen-Beziehung .....	65
7.2 Dekompaktion .....	67
7.3 Backstripping .....	70
7.4 Subsidenzmodellierung Sierra de la Demanda .....	70
7.4.1 Dekompaktion Sierra de la Demanda .....	70
7.4.2 Backstripping Sierra de la Demanda .....	72
<b>Literatur .....</b>	<b>75</b>
<b>Tabellenverzeichnis .....</b>	<b>83</b>
<b>Abbildungsverzeichnis .....</b>	<b>85</b>
<b>Anhang A: Sedimentologische Logprofile .....</b>	<b>91</b>
<b>Anhang B: Probenverzeichnis .....</b>	<b>341</b>
<b>Anhang C: MATLAB-Skript Subsidenzmodellierung .....</b>	<b>349</b>





## **Zusammenfassung:**

Der Nordrand Gondwanas durchlief mit Beginn des Phanerozoikums geotektonisch einen Wechsel vom kompressiven Stressfeld der ausklingenden Cadomischen (Pan-Afrikanischen) Orogenese hin zur frühpaläozoischen Extensionstektonik mit der NE-Drift Avalonias und der Öffnung des Rheischen Ozeans. Zeitgleich vollzogen sich globale klimatische Veränderungen vom neoproterozoischen „Snowball-Earth“- zum unterkambrischen „Greenhouse“-Klima. Die Veränderungen des Gondwana-Nordrandes führten beiderseits des Rheischen Ozeans zur Ausbildung passiver Kontinentalränder. Die das gesamte Kambrium umfassenden, vorwiegend klastischen Abfolgen der Sierra de la Demanda in NE-Spanien dokumentieren die sedimentäre Entwicklung dieses passiven Kontinentalrands.

Ziel der Dissertation ist die Entwicklung eines qualitativen faziell-stratigraphischen Modells der sedimentären Entwicklung dieses perigondwanischen passiven Kontinentalrands. Sedimentologische Profilaufnahmen bilden die Grundlage von Faziesanalysen zur Klassifizierung von Ablagerungsräumen und -systemen. Quantitative Subsidenzanalysen analysieren isostatisch-thermale und auflastgesteuerte Subsidenzen des Beckens sowie die sedimentären Akkumulationsraten.

Dominierende Ablagerungsräume der beginnenden unterkambrischen Sedimentation in der Sierra de la Demanda waren alluviale Schuttfächer, die proterozoische Quarzkonglomerate reliefausgleichend subaerisch bis flachmarin in Schichtflutsedimenten und Massenströmen schütteten. Mit steigendem Meeresspiegel akkumulierten tidale Sedimente progradierend in einem flachen Meeresbecken. Vorstrandsedimente mit tidalen Sandrücken bildeten bei mäßigem Sedimenteintrag und hoher initialer Subsidenz aggradierende Stapelungsmuster aus. Zyklen karbonatischer Schelfsedimentation unterbrachen den klastischen Zyklus im mittleren Unterkambrium und unteren Mittelkambrium. Abfolgen des Übergangs vom Unter- zum Mittelkambrium sind in der Sierra de la Demanda störungsbedingt nicht aufgeschlossen. In vergleichbaren Abfolgen der Keltiberischen Ketten ist für diesen Zeitraum eine Regression dokumentiert. Reduzierte Sedimentationsraten bei konstanter Subsidenz des Beckens führte im unteren Mittelkambrium der Sierra de la Demanda zu einem Anstieg des relativen Meeresspiegels und der Ausbildung von mittlerer bis äußerer Schelffazies. Ein regressiver Trend als Folge des Wechsels von verminderter Subsidenz beim Übergang der Riftphase in die thermale Subsidenzphase der Entwicklung des passiven Kontinentalrands ist durch einen faziellen Wechsel zu Sedimenten des oberen Schelfs und des Vorstrandes gekennzeichnet. Eine abrupte Vertiefung des Beckens mit Beginn des Oberkambriums bei konstanter Subsidenz markiert mit der Bildung von Sedimenten unterhalb der Sturmwellenbasis einen raschen eustatischen Meeresspiegelanstieg. Steigende Sedimentationsraten kompensieren im Verlaufe des Oberkambriums den Meeresspiegelanstieg und bilden bei konstantem Akkomodationsraum einen stabilen sturmbeeinflussten Flachschild aus.

Somit erweist sich das Kambrium NE-Spaniens als Modellfall von globalem Rang für eine Großtransgression, die durch Klimaveränderung, Meeresspiegelanstieg und Krustensubsidenz gesteuert wird.

**Schlüsselwörter:** Fazies, Stratigraphische Modellierung, Sequenzstratigraphie, Passiver Kontinentalrand, Perigondwana, Beckenanalyse, Kambrium, Spanien.





## Termini

Im Folgenden sind die angewandten Termini alphabetisch aufgelistet. Da für eine Vielzahl der Termini die angelsächsische Schreibweise gebräuchlicher ist, ist diese der deutschen vorangestellt. Erläuterungen zu Termini sind bei Bedarf in Fußnoten ausgewiesen.

AS	Accommodation Space	Akkommodationsraum
HST	Highstand Systems Tract	Hochstands Teilsystem
LST	Lowstand Systems Tract	Tiefstand Teilsystem
TST	Transgressive Systems Tract	Transgressives Systemtrakt
Foreshore	Strandbereich zwischen mittlerem Wasserstand und Hochwasserstand = Uferzone	
Shoreface	Küstenzone zwischen mittlerem Wasserstand und Schönwetter-Wellenbasis	
Longshore bars	Küstenparallele Barrieresande	
HCS	Hummocky Cross Stratification	
SCS	Swaly Cross Stratification	

$\phi$	Porosität
$\phi_0$	Oberflächenporosität des Sediments zum Zeitpunkt der Sedimentation
$a$	empirisch abgeleiteter Koeffizient für Sedimentbecken, Formation und Fazies
$c$	Porositäts-Teufen Koeffizient
$y$	Teufe
$y_1$	Teufe der kompaktierten Hangendgrenze der lithologischen Einheit
$y_2$	Teufe der kompaktierten Liegendgrenze der lithologischen Einheit
$y_1'$	Teufe der dekompaktierten Hangendgrenze der lithologischen Einheit
$y_2'$	Teufe der dekompaktierten Liegendgrenze der lithologischen Einheit
$V_w$	wassergefülltes Porenvolumen
$V_t$	Gesamtvolumen des Sedimentkörpers
$V_s$	Volumen aller Sedimentklasten
$y_s$	Mächtigkeit der lithologischen Einheit Y
$y_w'$	Mächtigkeit der Wassersäule des Porenwassers
$\Delta_{sl}$	relative Meeresspiegeländerung
$\rho_m$	Dichte des Mantels = $3300 \frac{kg}{m^3}$
$\rho_w$	Dichte des Meerwassers
$h_1$	relativer Meeresspiegelstand zum Zeitpunkt 1
$h_2$	relativer Meeresspiegelstand zum Zeitpunkt 2
$\rho_b$	Dichte der lithologischen Einheit
$\rho_{sg}$	Dichte aller Sedimentklasten
$\bar{\rho}_b$	Gemittelte Dichte der sedimentären Abfolge
$\bar{\phi}_i$	Gemittelte Porosität des i-ten Krusteninkrements
$\rho_{sgi}$	Gemittelte Dichte des i-ten Krusteninkrements
$y_i'$	Mächtigkeit des i-ten Krusteninkrements



# 1 Einführung

Sedimentbecken stellen eine wichtige Georesource unseres Planeten in Bezug auf fossile Energieträger (Öl, Gas, Kohle, Gashydrate), feste mineralische Rohstoffe und Wasser dar. Kenntnisse über ihre Zusammensetzung, ihr Entstehen, ihre Wechselwirkungen vor allem mit Hydro- und Biosphäre sind daher von großem wissenschaftlichen, aber auch ökologischen und ökonomischen Interesse. Die zunehmende politische (Kyoto-Protokoll, Emissionshandel) und öffentliche Nachfrage bezüglich der Nutzung von Sedimentbecken zur Deponierung von CO<sub>2</sub> zeigt in jüngster Zeit eine weitere zwingende Notwendigkeit ihrer Erforschung.

In diesem Zusammenhang werden von Geowissenschaftlern Prognosen über den internen Aufbau von Sedimentbecken sowie ihrer materialspezifischen Zusammensetzung und chemischen Reaktionsfähigkeit der beteiligten Phasen erwartet. Dabei ist die Qualität der Aussagen über ein Becken neben der Verfügbarkeit relevanter Daten in hohem Maße vom Kenntnisstand über die an der Beckenbildung beteiligten Prozesse abhängig. Besonders die Interpolation nicht aufgeschlossener oder aufschließbarer Bereiche basiert auf dem fundamentalen Verständnis sedimentärer Becken. In ganz besonderem Maße sind Sedimentbecken über geologisch lange Zeiträume als Akkumulationsräume aktiv und damit eine potentielle Quelle für Informationen zu Klima- und Meeresspiegeländerungen.

## 1.1 Schelfsedimente der Sierra de la Demanda und die Problematik der kambrischen Transgression

Zum Zeitpunkt der Wende vom Proterozoikum zum Phanerozoikum liefen neben einer Vielzahl evolutionsbiologischer Prozesse, die zur explosionsartigen Entwicklung multizellulärer Organismen führten („Biologischer Big Bang“), auch eine Reihe großräumiger paläogeographischer Veränderungen ab. Die globale Transgression während des Kambriums als Folge dramatischer klimatischer Änderungen vom „Icehouse“- (Varanger-Vereisung) zum „Greenhouse“-Klima, sowie der plattentektonischen Neukonstellation kontinentaler Landmassen durch den Zerfall des Jungproterozoischen Superkontinents Rodinia spiegeln sich insbesondere in den Sedimenten großer passiver Kontinentalrand-Becken wider. Die in ihnen kumulierten Sedimente können zur Analyse und Interpretation der Prozesse und Sedimentationsräume genutzt werden, die sie bildeten. Einflußfaktoren auf die Ausbildung differenzierter Sedimentationsräume sind die variablen Größen Klima, eustatischer Meeresspiegel und Tek-

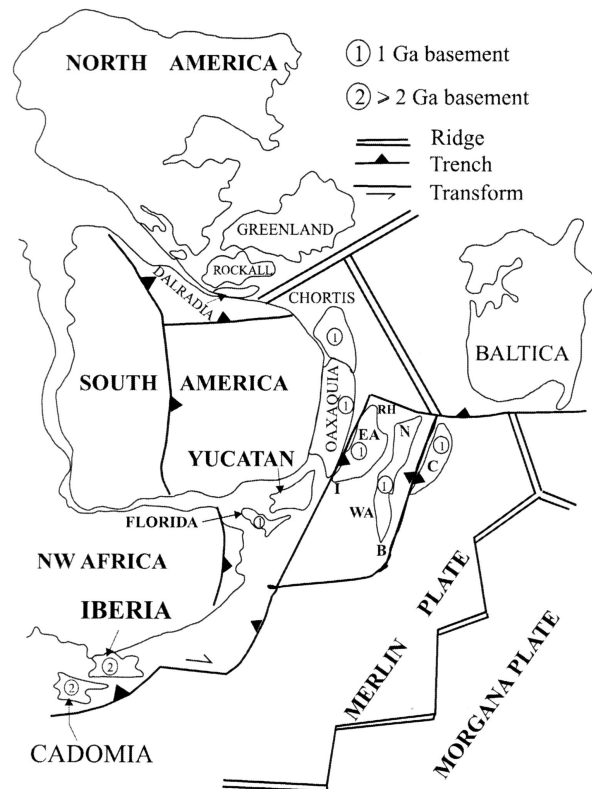


Abb. 1-1: Plattentektonische Konstellation zum Ende des Proterozoikums (550 Ma), KEPPIE et al. (2003).

Fig. 1-1: Plate tectonic constellation at the end of the Proterozoic (550 Ma), KEPPIE et al. (2003).

tonik.

Basierend auf überregionaler Neuordnung der an Rodinia beteiligten tektonischen Platten (Abb. 1-1), wird neben der Land/Meer Verteilung ebenso die Anlage von potentielltem Akkomodationsraum unterhalb des Base-level<sup>a</sup> geregelt. Die mit dem Zerfall Rodinias ablaufende globale Extensionsphase schaffte für die Bildung großer passiver Kontinentalrandbecken die notwendige thermische und tektonische Subsidenz.

Klastische Schelfsedimente und deren Ablagerungsräume gehören generell zu den am besten erforschten Bereichen der Geowissenschaften. Besonders seit den fünfziger Jahren wurde eine sehr große Zahl von Untersuchungen an klastischen Schelfablagerungen durchgeführt, in den letzten zwanzig Jahren verstärkt unter Einbeziehung von sequenzstratigraphischer Analytik und EDV-Modellierungstechniken und vielfach ausgehend von erdölgeologischer Prospektion (ALLEN 1970, 1982;

a. Base-level = hypothetische, horizontale Bezugsfläche (Meeresspiegel oder Seeoberfläche), geneigte Fläche (equilibriertes Flußprofil) oder topographische Barriere die als basale Grenze subaerischer Erosion dient unter der potentiell Sedimentation stattfindet.

LEEDER 1982, 1999; MIALL 1997; REINECK & SINGH 1980; VAN WAGONER et al. 1988, 1990; WALKER & JAMES 1992 u.a.). Unter Berücksichtigung rezenter meeresgeologischer Erkenntnisse (DE BATIST & JACOBS 1996; AIGNER & REINECK 1982 u.a.) wurden detaillierte Modellvorstellungen auch zur Sedimentdynamik, Fazies und Genese von fossilen Schelfsedimenten, insbesondere von Sandkörpern, entwickelt (EINSELE 2000; JOHNSON & BALDWIN 1996; SCHOLLE & SPEARING 1998; SWIFT et al. 1992 u.a.). Dabei wird u. a. auch auf die Bedeutung von Gezeiteinflüssen im Litoralbereich (Tidalite; z.B. DALRYMPLE 1992) und episodischen Ereignissen wie z.B. Stürmen in tieferen Schelfmilieus verwiesen (Tempestite; z.B. WALKER & PLINT 1992), für die es auch im NE-spanischen Kambrium eindeutige Hinweise gibt.

Bekannte mitteleuropäische Beispiele solcher faziell vergleichbarer klastischer Schelfsedimentabfolgen des Altpaläozoikums sind die kambro-ordovizischen Sequenzen des Saxothuringikums (z.B. FALK & LÜTZNER 1991; WINSEMANN & JONEN 2000).

Vom späten Neoproterozoikum bis fast an die Grenze Kambrium/Ordovizium spielte sich über mehr als 60 Ma der längste und kontinuierlichste bekannte Meeresspiegelanstieg der Erdgeschichte ab, mit kurzzeitigen Unterbrechungen z. B. im Unter- und Mittelkambrium. Zu den Hauptursachen gehörten einerseits das Ende der neoproterozoischen Extremvereisung ("Snowball-Earth") und andererseits der Zerfall Rodinia u.a. in eine Reihe von Mikrokontinenten mit ausgedehnten Absenkungen ihrer Kontinentalränder. In der Folge sind weltweit vor allem im Kambrium kontinuierliche Großtransgressionen zu beobachten und anhand ihrer Sedimentsequenzen rekonstruierbar. Parallel zu (und begünstigt von) diesen globalen klimatischen und geotektonischen Prozessen kam es auch zu einer der bedeutendsten Phasen der Evolution und adaptiven Radiation der multizellulären Organismen ("kambriische Bio-Explosion").

Diese außergewöhnlichen und zeitlich ungefähr parallelen geologischen und paläo-biologischen Entwicklungen haben nicht nur schon früh das geowissenschaftliche Interesse geweckt, sondern sind seit etwa zehn Jahren Objekte moderner und besonders intensiver deutscher und internationaler Forschung, u.a. im Rahmen mehrerer IGCP-Projekte (z.B. 303: "Precambrian-Cambrian Event Stratigraphy"; 319: "Global Paleogeography of Late Precambrian and Early Palaeozoic"; 366: "Ecological Aspects of the Cambrian Radiation"; 376: "Laurentia-Gondwana Connections before Pangea").

Im Mittelmeerraum bilden die Iberische Halbinsel, Sardinien (MÜNZBERGER & ELICKI 2000; BECHSTÄDT & BONI 1994; BECHSTÄDT et al. 1985; 1988 u.a.) und Marokko (GEYER & LANDING 1995 u.a.) die wichtigsten regionalen Schwerpunkte (Abb. 1-2). Dabei ist die Iberische Meseta seit langem eine der bedeutendsten europäischen Regionen der Kambrium-Forschung, da hier die ausgedehntesten Vorkommen kambrischer Sedimentgesteine Europas aufgeschlossen sind. Diese Serien sind weithin gut differenziert, faziell variabel und biostratigraphisch vielfach gut datiert, da sie meist nicht oder nur schwach metamorph sind und tektonisch nur gering deformiert wurden. Das Kambrium Nordost-Spaniens (Sierra de la Demanda und Keltiberische Ketten), steht dabei in paläogeographischer Beziehung zum Kambrium Nord-Spaniens (v. a. Kantabrisches Gebirge), das auch in den letzten Jahren wieder Ziel intensiver Untersuchungen ist (RUSSO & BECHSTÄDT 1994 u.a.). Gegliedert wird das spanische Kambrium in 7 Zonen (LOTZE 1945) nach strukturellen und magmatischen Merkmalen (Abb. 1-3). Das spanische Varistikum schließt ein vollständiges Querprofil des Varistikums auf.

Das Kambrium Nordost-Spaniens setzt sich aus sehr gut gliederbaren, ganz überwiegend proximalen und weitestgehend flachmarinen Sedimenten zusammen, die an einer cadomischen Schichtflücke und/oder Winkeldiskordanz feinklastische Sedimente des Neoproterozoikums überlagern. Die kambrischen Abfolgen beginnen meist im tiefen Unter-Kambrium mit Konglomeraten und konglomeratischen Sandsteinen bzw. Quarziten. Mächtige Abfolgen küstennaher Flachschelfsedimente schließen sich den grobklastischen Schüttungen im initialen Stadium der Beckenbildung an. Diese werden im höheren Unter-Kambrium und frühen Mittel-Kambrium von geringmächtigen Plattform-Karbonaten abgelöst. Das übrige Mittel-Kambrium, Ober-Kambrium und Unter-Ordovizium besteht aus vorwiegend mächtigen psammopelitischen und weitestgehend undifferenzierten Schelf-Wechselfolgen (überwiegend Quarzite und Pelite), die bis zum Armorikanischen Quarzit des Arenig reichen. In der Sierra de la Demanda sind nahezu kontinuierlich die Abfolgen vom Jungproterozoikum bis zum Tremadoc aufgeschlossen. Eine neu zusammengestellte geologische Übersichtskarte ist in Abbildung 1-4 dargestellt.

Diese Gesteine stellen den Hauptteil einer altpaläozoischen Passive-Margin-Sequenz dar. Sie wurde vermutlich am absinkenden Rand eines perigondwanischen Mikrokontinentes oder Terranes in-

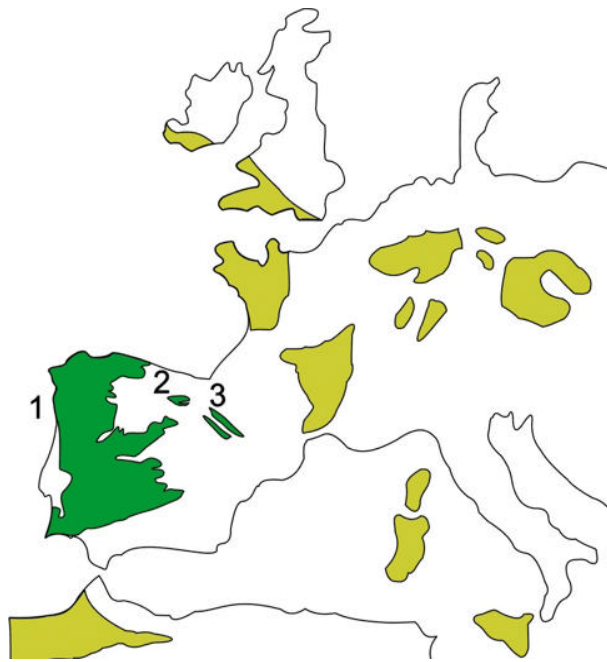


Abb. 1-2: Proterozoische und paläozoische Ausbisse der europäischen Varisziden, verändert nach QUESADA (1992) und VALLADARES et al. (2000); 1: Iberisches Massiv, 2: Sierra de la Demanda, 3: Keltiberische Ketten.

Fig. 1-2: Proterozoic and Palaeozoic outcrops of the European Variscides, modified after QUESADA (1992) und VALLADARES et al. (2000); 1: Iberian Massif, 2: Sierra de la Demanda, 3: Iberian Chains.

mittleren bis höheren Breiten der Südhalbkugel gebildet. Ähnliche Sequenzen treten auch in anderen Teilen des peri-gondwanischen Terrane-Saums auf.

Die Geologie des Altpaläozoikums in Nordost-Spanien wurde seit den zwanziger Jahren zunehmend bekannt. Litho- und Biostratigraphie wurden in der Sierra de la Demanda vor allem von LOTZE (1961); SDZUY (1961); WIENANDS (1963) und COLCHEN (1974) untersucht, in Keltiberien insbesondere von JOSOPAIT (1971); SCHMITZ (1971) und SCHMIDT-THOMÉ (1968, 1973). Dabei lag der Schwerpunkt der Arbeiten auf der Beschreibung von Formationen, Versuchen zu ihrer Parallelisierung und Datierung mit Makro- und Ichnofauna. Anders als in Nord-Spanien (GIETELINK 1973 u.a.), wurden Fragen etwa nach Sedimentdynamik, Paläo-Environment, genetischer Sequenzentwicklung oder übergeordneten, z.B. paläo-ozeanographischen Zusammenhängen kaum gestellt bzw. nur pauschal behandelt. Das vorhandene lithostratigraphische Gerüst des nordost-spanischen Kambriums bildet aber eine sehr gute Ausgangsbasis für die durchgeführten faziellen und sequenzanalytischen Untersuchungen, sowie auch für Untersuchungen zur Differenzierung allozyklischer und autozyklischer

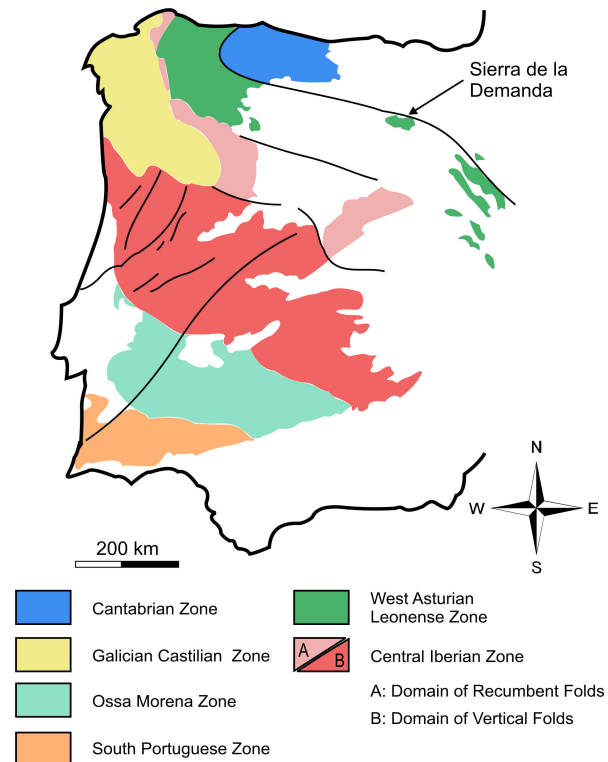


Abb. 1-3: Gliederung des iberischen Paläozoikums nach LOTZE (1945), verändert nach LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED (1993).

Fig. 1-3: Arrangement of the Iberian Palaeozoic according to LOTZE (1945), modified after LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED (1993).

Prozesse.

Insgesamt gut bekannt ist dagegen die Biostratigraphie des nordost-spanischen Kambriums, besonders in den Keltiberischen Ketten und dort im mittleren und höheren Unter-Kambrium sowie im Mittel-Kambrium. Es waren vor allem Eladio LIÑÁN und Rodolfo GOZALO, zwei spanische Kollegen, die zusammen mit weiteren Paläontologen makro-, mikro- und ichnofaunistische Gliederungen sowie auch paläoökologische Interpretationen in zahlreichen Publikationen vorgestellt haben (ÁLVARO et al. 1993, 1995; ÁLVARO 1995; ÁLVARO & LIÑÁN 1997; DÍES et al. 1993, 2000; GOZALO et al. 1993; GOZALO 1995; GOZALO & LIÑÁN 1988, 1995, 1998; GÁMEZ-VINTANED & LIÑÁN 1996; LIÑÁN et al. 1993, 1996; LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED 1993, 1999; PALACIOS 1982; SDZUY 1961; SHERGOLD & SDZUY 1991; SHERGOLD et al. 1983; WOLF 1980; DÍES et al. 1993, 2000), vielfach im Rahmen von IGCP-Projekten u.a. zur Paläogeographie und biologischen Expansion/Radiation im Kambrium. Darauf aufbauend wurden auch die Vorstellungen zur Paläogeographie des nordost-spanischen Kambriums in seinem iberischen Kontext weiterentwickelt (ÁLVARO et al. 1993, 1995 u.a.). Die biostratigraphischen Arbeiten sowie radiometrische, paläomag-

netische und isotopengeochemische Daten (LANDING et al. 1998 u.a.) sind ein weiteres Fundament für sequenzstratigraphischen Analysen.

Seit der Entwicklung sequenzstratigraphischer Arbeitsmethoden schreitet die Forschung der Analyse von Ablagerungsräumen und deren Geometrien ständig voran. Modellierungen klastischer Schelfsysteme stehen demzufolge bei Fragen in Bezug auf die Aufsuchung und Gewinnung fossiler Energieträger im Vordergrund. Zunehmend stellen sich jedoch Fragen nach den steuernden Prozessen, die zu Sequenzen, Parasequenzen und auch Stapelungsmustern niedrigerer Ordnungen führen und nach den entsprechenden Einflüssen der Eigendynamik klastischer, sedimentärer Systeme. Hierzu kommen vermehrt verschiedenste Modellieransätze zum Einsatz, mit dem Ziel, qualitative und quantitative Aussagen der Entwicklung von Akkomodationsraum zu machen und die Ursachen von Zyklizitäten zu entschlüsseln. Mit dem erweiterten Kenntnisstand ergeben sich aber zwangsläufig neue Fragestellungen, z.B. die Gliederung weitaus differenzierterer klastischer Systeme unter Berücksichtigung lokaler Sedimentationsräume, die nun zunehmend auch in erdgeschichtlich älteren Systemen untersucht werden.

## 1.2 Ziele und Fragestellungen

Hauptziel dieser Arbeit ist die Erarbeitung eines umfassenden faziell-stratigraphischen Entwicklungsmodells des Kambriums der Sierra de la Demanda. Bisherige Arbeiten im Kambrium NE-Spaniens, im Besonderen in der Sierra de la Demanda, waren lithostratigraphisch-paläontologisch ausgerichtet. Eingehende sedimentologische Untersuchungen fanden bisher nicht statt. Vor dem Hintergrund der kambrischen Transgression und der daraus resultierenden sedimentären Entwicklung in der Sierra de la Demanda ergeben sich Fragen zu den folgenden Themenfeldern:

- Präzisierung sedimentärer Einheiten und Formationen,
- Herausarbeitung regionaler Gemeinsamkeiten und Unterschiede der sedimentären Einheiten,
- Mächtigkeiten und Mächtigkeitsschwankungen,
- Fazielle Entwicklung der klastischen Abfolgen,
- Entwicklung des Akkomodationsraumes,
- Eustatische und relative Meeresspiegelschwankungen im Kambrium,
- Strömungs- und Schüttungsrichtungen,
- Sequenzstratigraphische Gliederung und Interpretation,

- Rückwärts-Modellierung des Akkomodationsraumes (Dekompaktion und Backstripping) zur Berechnung von Sedimentationsraten und der tektonischen Subsidenz,

- Einordnung der Modellregion in den iberischen und perigondwanischen Kontext.

Es wird erwartet, damit einen wesentlichen Beitrag zum Verständnis der sedimentären Entwicklung der Sierra de la Demanda und der Westasturisch-Leonesischen Zone im Kambrium einerseits und andererseits zum Ablauf und Mechanismus der kambrischen Großtransgression am Gondwanarand zu leisten.

## 1.3 Untersuchungsmethoden

Grundlage aller qualitativen und quantitativen Analysen der Sedimentationsabfolgen in der Sierra de la Demanda bilden umfangreiche sedimentologische Profilaufnahmen mit repräsentativer Probenahme. Petrographische Standardmethoden (Durchlicht-Mikroskopie, KL-Mikroskopie, RDA und REM/EDX) sollen ergänzend zur Geländeaufnahme zur Klassifizierung der Lithofazies eingesetzt werden. Faziesassoziationen und -abfolgen werden mit sedimentologischen Arbeitsmethoden analysiert und interpretiert. Die Konstruktion einer das gesamte Kambrium der Sierra de la Demanda umfassenden relativen Meeresspiegelkurve bildet dabei das Grundgerüst für sequenzstratigraphische Interpretationen und die Entwicklung eines stratigraphischen Modells. Die Analyse von Stapelungsmustern (Parasequenzen) ergänzend die Modellentwicklung und Sequenzanalyse. Analysen zu stratigraphischen Sequenzen 3. Ordnung (i.e.S.) sollen die Abfolgen der kambrischen Transgression sequenzstratigraphisch gliedern. Die Identifizierung assoziierter System-Trakte soll damit ermöglicht werden. Quantitative Geohistory-Analysen und Backstripping der Abfolgen liefern Hinweise auf die Gesamtsubsidenz und die differenzierte tektonische und auflastgesteuerte Subsidenz des Sedimentbeckens. Die Vorgehensweise dieses Projekts ist dazu in Abbildung 1-5 dargestellt. Im folgenden sind die angewandten Methoden erläutert:

### Profilaufnahmen

Detaillierte Profilaufnahmen von 33 sedimentologischen Profilen mit einer kumulierten Mächtigkeit von 10.296 m sind in der Sierra de la Demanda durchgeführt worden (Anhang A). Sie erfolgten dabei sowohl in unter-, mittel- als auch oberkambrischen Abfolgen. Schwerpunkte der Aufnahmen

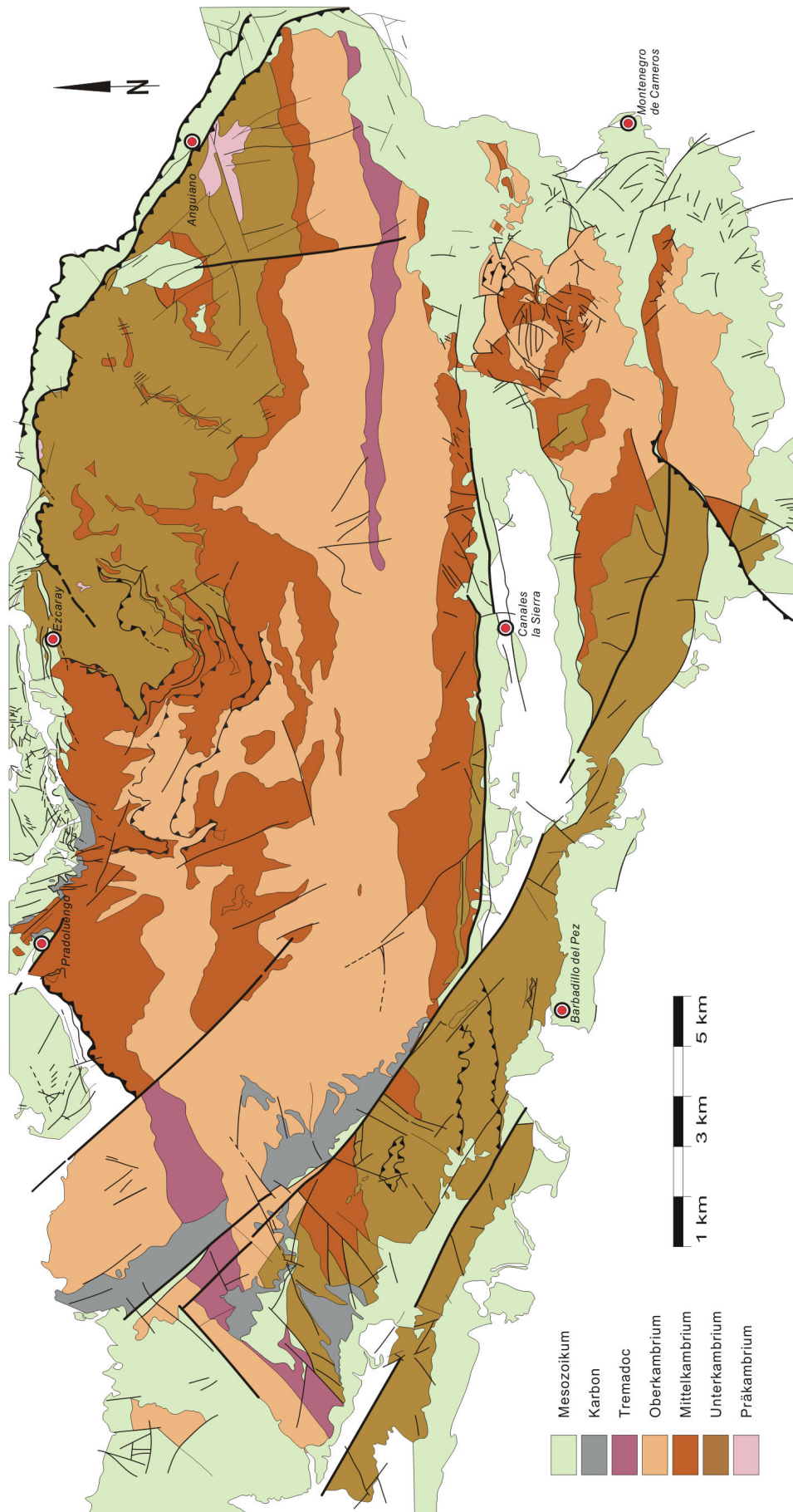


Abb. 1-4: Neu zusammengestellte geologische Übersichtskarte der Sierra de la Demanda.  
 Fig. 1-4: New compiled geological overview map of the Sierra de la Demanda.

Erstellt nach:

CAMARA, P. & DURANTEZ, O. (1982): Mapa Geológico de España (279), 1:50.000, Villoslada de Cameros.- Instituto Geológico y Minero de España; Madrid.  
 GABALDON, V. & MARTÍN-SERRANO, A. (1990): Mapa Geológico de España (241), 1:50.000, Anguiano.- Instituto Tecnológico GeoMinero de España; Madrid.  
 OLIVERRI CAPDEVILA, T. (1978): Mapa Geológico de España (278), 1:50.000, Canales de la Sierra.- Instituto Geológico y Minero de España; Madrid.  
 OLIVERRI CAPDEVILA, T. (1978): Mapa Geológico de España (239), 1:50.000, Pradoluengo.- Instituto Geológico y Minero de España; Madrid.  
 OLIVERRI CAPDEVILA, T. (1990): Mapa Geológico de España (240), 1:50.000, Ezcaray.- Instituto Geológico y Minero de España; Madrid.



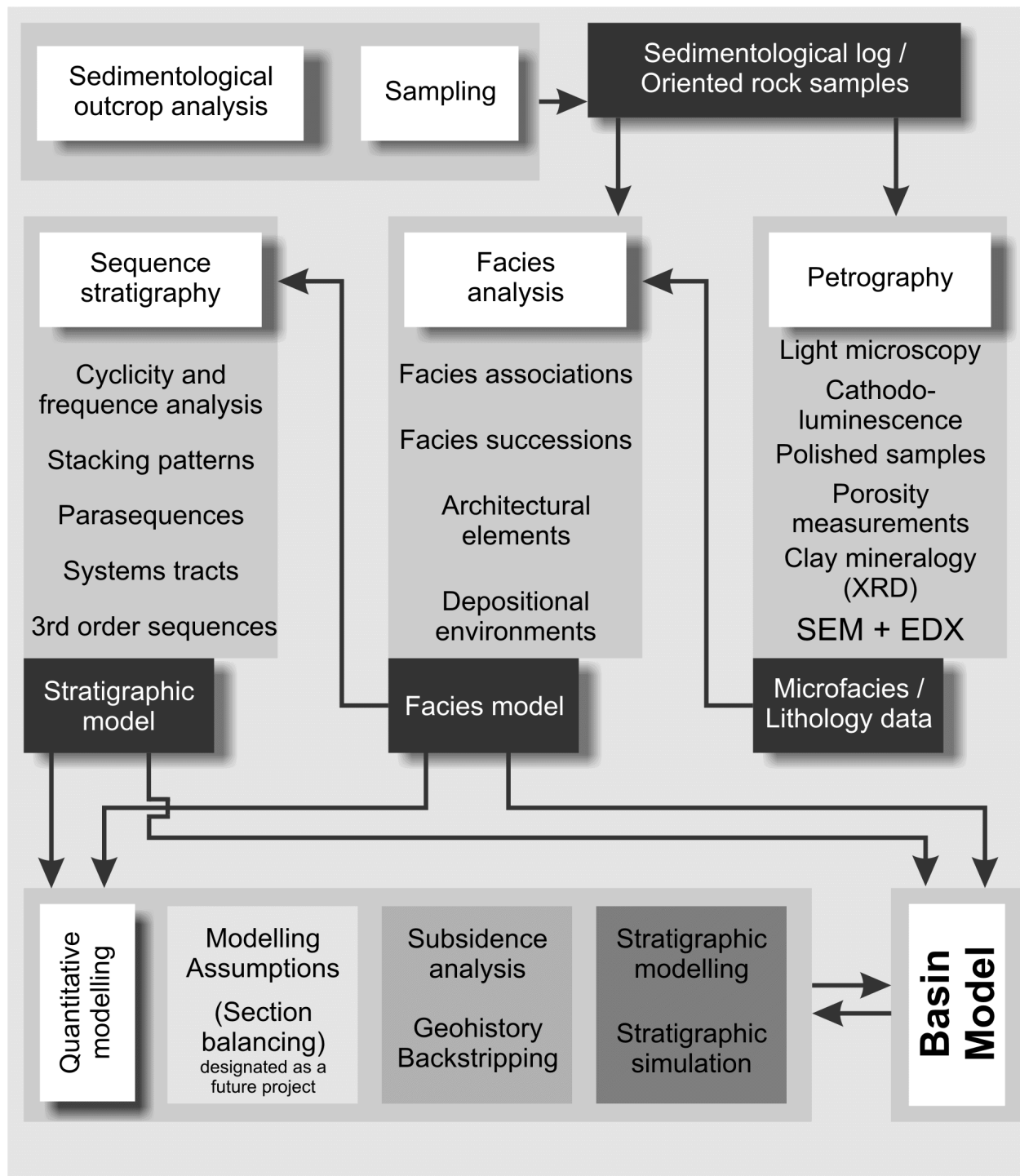


Abb. 1-5: Vorgehensweise und Untersuchungsmethodik.

Fig. 1-5: Approach and working methods.

waren die Ansprache der Lithologie inklusive textueller und struktureller Parameter. Dazu wurde ein Formblatt entworfen, das in tabellarischer Form und unter Verwendung von Piktogrammen für Textur, Struktur und Ichnofauna eine zügige Aufnahme ermöglichte. Einzelschichten sind ab einer Mächtigkeit von zirka 0,05 m aufgenommen worden. Dünnbankigere Schichten oder Bereiche extremer lithologischer Gleichheit sind kumulativ bewertet worden. Gleichzeitig zur Profilaufnahme erfolgte

eine fotografische Dokumentation der Sedimentstrukturen und Stapelungsmuster.

Alle Profilpunkte und Profilabschnittspunkte sind mit einem GPS-Handempfänger vermessen worden. Die verwandten Koordinaten sind im UTM-System (Universale Transmerkator Projektion) angegeben und beziehen sich auf eine 6°-konforme Streifenabbildung mit dem World Geodetic System 1984 (WGS84) als geodätischem Datum. Zur Referenz sind die verwandten topographischen



Karten (Maßstab 1:5.000, Sigar<sup>b</sup>) aufgeführt.

Für weiterführende makro- und mikroskopische Untersuchungen (polierte Handstücke und Dünnschliffe) sind in Abhängigkeit von Lithologie, Fazies und stratigraphischer Position 198 Proben im Handstückformat genommen worden. Sofern im Gelände möglich, sind alle Proben orientiert genommen worden. Davon entfielen 16 Proben auf intensiv verwitterte, besonders feinklastische Gesteine, die von Herrn DR. H. JÄGER (Heidelberg) auf Palynomorphen untersucht wurden.

Zur Darstellung der Profilaufnahmen sind Logprofilblätter im Maßstab 1:200 entworfen worden (Abbildung 1-6). Die Mächtigkeiten sind am linken Rand kumulativ aufgetragen und starten bei jedem Profil bei 0 m. Serien- und Formationsnamen sind am linken Rand vermerkt. Die aufgenommenen Schichten sind als weiße Balken der Mächtigkeit gegen ihre Korngröße gemäß DIN 4022 aufgetragen. In einer vereinfachten lithologischen Säulendarstellung rechts neben der Schichtendarstellung sind Bereiche gleicher Lithologie, vorwiegend unter Berücksichtigung des Sand/Schlick-Verhältnisses (sand-mud ratio) dargestellt. Primäre und sekundäre Sedimentstrukturen sowie Fossilfunde und ergänzende Beobachtungen sind aufgeführt. Interpretative Informationen zur Fazies, Mikrozyklen und den Ablagerungsräumen ergänzen die Profildokumentation.

Ergänzend zur petrographischen und faziellen Ansprache der Konglomeratabfolgen der Sierra de la Demanda (Anguiano-Formation) sind in 16 Konglomeratbänken Längs- und Kurzachsen von Quarz- und Lithoklastengeröllen gemessen worden.

### Petrographie

Polarisationsmikroskopische Untersuchungen sind zur Erfassung lithologischer und diagenetischer Charakteristika an 172 ausgewählten Proben durchgeführt worden. Dazu sind konventionelle, abgedeckte Dünnschliffe mit einer Schliffdicke von ca. 25 µm aus vorgesägten Gesteinsquadern (50\*20\*8 mm) hergestellt worden. Zur Analyse wurden Olympus BX 60-Mikroskope mit Olympus U-Plan-FI-Objektiven und konventionellem Drehtisch sowie vollautomatischem Kreutztisch mit C-Achsen-Hubsteuerung (L-Step 12, Fa. LANG) eingesetzt. Die Steuerung und digitale Bildaufnahme erfolgte unter Verwendung der Bildanalyse-Software analySIS (3.0 pro und Five pro) und einer

Olympus DP10 sowie einer SIS ColorView12 Digitalkamera mit einer Datentiefe von 12 Bit pro Farbkanal (RGB).

Die Bestimmung des Modalbestandes nach der GAZZI-DICKINSON-Methode (DICKINSON & SUCZEK 1979; INGERSOLL et al. 1984; INGERSOLL 1990) erfolgte mit dem Point-Counting-Verfahren unter Verwendung eines manuellen gerasterten Probenhalters an 83 Proben. Ergänzend ist ein eigens entwickeltes semiquantitatives Point-Counting-Verfahren angewandt worden. Dabei wird ein der mittleren Korngröße der Probe entsprechend definiertes Raster automatisch durch den Einsatz eines steuerbaren Kreuzzisches abgefahren. Gesteuert wird die Rasterung durch die Bildanalytik-Software analySIS. Für jede Position (X/Y) wird die Mineralbestimmung durch den Bearbeiter angefordert. Bereits die in dieser Arbeit verwendete Entwicklungsstufe zeichnete sich durch eine, im Vergleich zu konventionellen Zählmethoden, hohe Zeiteffizienz aus.

Polierte Handstücke zur Identifikation makroskopischer Sedimentstrukturen und Texturen sind an einseitig gesägten und mit 9 µm-Politurpaste plangeschliffenen Proben hergestellt worden. Zur Optimierung des Kontrasts wurden die geschliffenen Flächen geölt.

Porositätsmessungen sind an 54 repräsentativen Proben durchgeführt worden. Annahmen sehr geringer Porositäten auf Grund des hohen Diagenesegrades in der Sierra de la Demanda sollten überprüft werden. Zudem sind zur Abschätzung der maximalen Versenkung Porositätsdaten als Eingangsparameter für die Subsidenzanalysen und die stratigraphischen Modellierungen benötigt worden.

An gesägten Quadern, mit Kantenlängen von zirka 40\*20\*6 mm, die zunächst trocken gewogen wurden, ist anschließend im Tränkungsverfahren die zugängliche Porosität  $\varepsilon_p$  bestimmt worden. Dazu sind die Proben in einem vakuumfesten Exsikkator mit Tropftrichter und angekoppelter Drehschieberpumpe einem Unterdruck von zirka  $10^{-3}$  bar ausgesetzt worden. Zugabe von Isooktan  $C_8H_{18}$  (2,2,4-Trimethylpentan, Firma Merck) in den Exsikkator ermöglichte aufgrund der guten Benetzbarkeit des chemisch gegenüber der Probe inerten Fluids eine rasche und gleichmäßige Füllung des zugänglichen Porenraums mit Isooktan. Die abschließende Belastung des Fluids mit atmosphärischem Druck ergibt eine Füllung des zugänglichen Porenraums von > 99 %. Die getränkten Proben sind nach oberflächlichem Verdampfen des Isooktans in dichte Probengläser definierter Masse gegeben worden. Ein anschließendes Wägen mit einer Unterflurwa-

b.SIGAR = Sistema de Información Geográfica de la Comunidad Autónoma de La Rioja (<http://www.laRioja.org/sig/ctop.html>), topographische Karten, Reliefkarten, Orthofotos

ge ergab die Massendifferenz, die über die Dichte des Isooktans ( $0,692 \text{ g/cm}^3$ ) in das zugängliche Porenvolumen umgerechnet wurde.

Lumineszenzaufnahmen klastischer Gesteine erfolgten mit einer Heißkathodolumineszenz-Anlage der Fa. Simon-Neuser (HC3-LM). Die Spezifik des Lumineszenzvermögens von Mineralien spiegelt das Vorhandensein von entsprechenden Störstellen im Kristallgitter wider (GÖTZE 1996). Aussagen über strukturelle Eigenschaften der Minerale und ihrer Genese lassen sich damit treffen. Kathodolumineszenzaufnahmen sind in dieser Arbeit zur Identifizierung von Quarz, Feldspat und authigenen Quarzen eingesetzt worden. Die von ZINKERNAGEL (1978), MATTER & RAMSEYER (1984) und RICHTER et al. (2003) vorgeschlagenen Klassifizierungen der Genese der Quarze anhand ihrer Lumineszenzfarben lassen sich insbesondere bei vergleichenden Untersuchungen zur Eingrenzung von Liefergebieten anwenden (NEUSER et al. 1996).

Messungen an der HC3-LM-Anlage sind mit einer Beschleunigungsspannung von 14 kV, einem Filamentstrom von 2,2 mA, einem Strahlstrom von 0,10 bis 0,15 mA in einem Probenkammervakuum von  $< 10^{-4}$  mBar gemessen worden. Bei den Proben handelt es sich um beidseitig polierte, nicht abgedeckte Dünnschliffe von  $< 30 \mu\text{m}$  Dicke, die in Ar-Atmosphäre für ca. 60-90s mit Au bedampft wurden.

Röntgendiffraktometrische Untersuchungen (RDA) sind an zehn ausgewählten, vorwiegend tonig-siltigen Proben durchgeführt worden. Zur methodischen Ergänzung mikroskopischer Dünnschliffanalysen ist das Gesamtmineralspektrum an gepressten Pulverproben untersucht worden. Dazu wurde ein Teil der Proben in einem Backenbrecher auf eine Bruchstückgröße von ca. 5 mm gebrochen und anschließend in einer Schwingmühle analysefein aufgemahlen. Zur röntgendiffraktometrischen Tonmineralanalytik sind von den gleichen Ausgangsproben Texturpräparate der Korngröße  $< 2 \mu\text{m}$  hergestellt worden. Dazu sind die Ausgangsproben mit einem Backenbrecher auf eine Bruchstückgröße von ca. 5 mm gebrochen worden. Eine Probenvorbehandlung mit 3-10%  $\text{H}_2\text{O}_2$  von ca. einer Woche bei täglicher Zuführung von weiterem  $\text{H}_2\text{O}_2$  diente der Entfernung organischen Materials. Der durch die Zersetzung von  $\text{H}_2\text{O}_2$  entstehende Sauerstoff ist maßgeblich an der Lockerung des Kornverbandes beteiligt. Die aus dem Kornverband ausgelöste Feinfraktion wird mit destilliertem Wasser gewaschen, abzentrifugiert und mit 0,02n Ammoniak-Lösung dispergiert. Auf eine Behandlung mit 0,3n Essigsäure konnte auf Grund des fehlenden

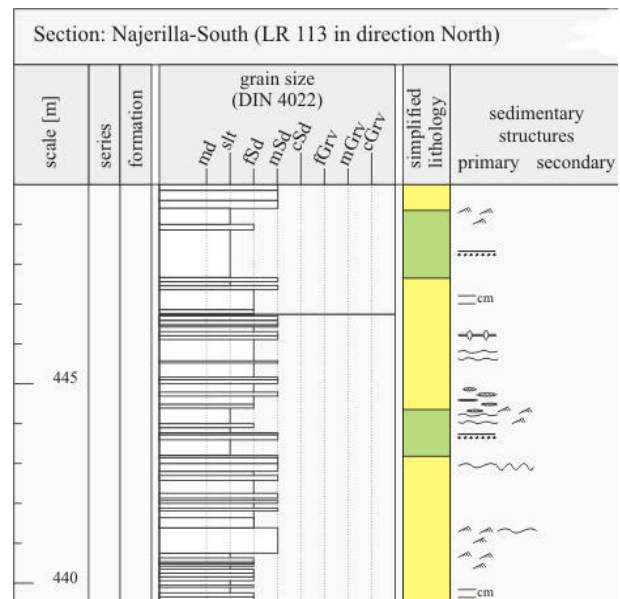


Abb. 1-6: Ausschnitt und Beispiel der entwickelten Logprofilblätter zur Dokumentation von Korngröße, Lithologie, Sedimentstrukturen, Fazies, Zyklen und Ablagerungsräumen.

Fig. 1-6: Section and example of developed logsection sheets for documentation of grain size, lithology, sedimentary structures, facies, cyclicity and depositional environments.

Karbonats in den Proben verzichtet werden. Angewandt wurden Texturpräparate als Suspensionspräparate, die eine weitgehende Einregelung der 001-Flächen der Phyllosilikate parallel zum Objektträger ermöglicht und somit Textureffekte mindert.

Gemessen wurden die Proben in drei Stufen, lufttrocken, glykolisiert und erhitzt. Die Diffraktionsmessungen glykolisierter Proben sind zur Differenzierung quellfähiger und nicht quellfähiger Phyllosilikate durchgeführt worden. Um Chlorit von Kaolinit unterscheiden zu können, sind die Tonmineralproben im Muffelofen auf  $550^\circ\text{C}$  erhitzt worden und erneut geröntgt worden.

Die röntgendiffraktometrischen Messungen sind an einem Diffraktometer der Fa. Phillips im kontinuierlichen Scanmodus durchgeführt worden (Goniometer PW 1820, Steuerung PW 1710, Röntgenröhre = Cu-Long Fine Focus PW 2273/20). Folgende Meßparameter wurden benutzt: automatische Divergenzblende, Schrittgröße  $0,020^\circ 2\theta$ , Zeit pro Schritt 1,0 sec, Empfangsspaltbreite 0,1 mm. Messungen der Pulverpräparate erfolgten von  $2-70^\circ 2\theta$ , die der Texturpräparate von  $2-30^\circ 2\theta$ . Die Analyse der Diffraktogrammspektren erfolgte mit der Software „Automated Powder Diffraction“ (APD) der Fa. Phillips.

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen ausgewählter goldbedampfter Proben sind zur Ana-

lyse des verbliebenen Porenraums, diagenetischer Mineralneubildungen (Zemente), insbesondere von Quarz, Chlorit und Muscovit, eingesetzt worden. Verwendet wurden dazu ein ISI Super 3A (Bj. 68) und ein ISI ABT 55 (Bj. 88) der Fa. International Scientific Instruments (ISI).

Quantitative Messungen der Elementcharakterisierung und Elementverteilungen sind mit einer Energiedispersiven Röntgenanalytik (EDX) der Fa. EUMEX gemessen worden. Die an das Rasterelektronenmikroskop ISI ABT 55 gekoppelte EDX-Analytik mit M-TEC Hydrocarbon Fenster und Si-Detektor ist mit einer Beschleunigungsspannung von 20kV betrieben worden. Der Zählbereich umfasste dabei 10 eV - 100 eV.

Herr PROF. DR. A. P. WILLNER (Ruhr-Universität Bochum) hat Mikrosondenanalysen der Turmalin-Quarz-Apatit-Gerölle der Anguiano-Formation vorgenommen.

### **Sedimentäre Faziesanalyse**

Die sedimentäre Faziesanalyse ist aufbauend auf der Profilaufnahme in zwei Bereiche gegliedert: i) lithofazielle Analysen und ii) Analysen von Faziesabfolgen und Faziesassoziationen. Die lithofazielle Analyse beschränkt sich auf die Gliederung der Abfolgen im Bezug auf das Transportmedium, seine Geschwindigkeit und die daraus resultierenden Sedimentstrukturen. Die Analyse von Faziesabfolgen und Faziesassoziationen hat die Erstellung fazieller Modelle zum Ziel, anhand derer das Ablagerungssystem charakterisiert werden kann. Die Methodiken (WALKER & JAMES 1992; GALLOWAY & HOBDAV 1996; READING 1996; LEEDER 1998) sind oft angewandte Standardverfahren.

### **Sequenzanalyse**

Sequenzstratigraphische Verfahren gehen auf die grundlegenden Arbeiten einer Vielzahl von Autoren zurück (VAIL et al. 1977; POSAMENTIER et al. 1988; VAN WAGONER et al. 1990 u.a.) und sind in Lehrbüchern (EMERY & MYERS 1996; MIALL 1996 u.a.) oft erläutert. Die für die Sierra de la Demanda angewandten Sequenzanalysen folgen diesen Arbeitsmethodiken.

### **Subsidenzmodellierung**

Die durchgeführten Subsidenzmodellierungen umfassen Dekompaktionsrechnungen aller kambri-schen Formationen der Sierra de la Demanda sowie das Backstripping der auflastgesteuerten Subsidenz von der tektonischen Subsidenz. Die mathematische Methodik zu Dekompaktionsrechnungen ist von

VAN HINTE 1978; STECKLER & WATTS 1978; SCLATER & CHRISTIE 1980 entwickelt worden. Die Backstripping-Algorithmen sind von WATTS & RYAN 1976 angewandt worden. Die Berechnungen zur Subsidenzmodellierung sind mit der mathematischen Software Matlab 7.0.1 (Lizenz: Rechenzentrum TU Clausthal) durchgeführt worden. Für die Dekompaktion der krustalen Abfolgen und das Backstripping konnte freundlicherweise auf ein Matlab-Skript von Frau SONIA SCARSELLI (ETH Zürich) zurückgegriffen werden, das für die zu berechnenden Abfolgen umgeschrieben wurde. Durchgeführt wurden die Berechnungen auf einem Standard-PC.



## 2 Untersuchte Profile

Datengrundlage der in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen sind neu aufgenommene sedimentologische Profile des Kambriums in der Sierra de la Demanda. Um die kambrische Transgression und die damit verbundene sedimentäre Entwicklung des Sedimentationsbeckens zu erfassen, bedurfte es einer möglichst systematischen und vollständigen lithologisch-sedimentologischen Aufnahme des gesamten Kambriums. Die Auswahl der Profile erfolgte weitestgehend nach ihrer stratigraphischen Position.

Zu berücksichtigen war, im Gegensatz zu den Keltiberischen Ketten, daß die Abfolgen in der Sierra de la Demanda in höherem Maße durch die variszische und alpidische Orogenese überprägt worden sind. Besonders intensive Deformationen mit lokal auftretendem Schuppenbau und einer entsprechenden Zergliederung der Profile sind in der Umgebung von Escaray im Norden und in der Sierra de Neila im Süden der Sierra de la Demanda zu beobachten. Ebenso sind die westlich und südlich gelegenen Aufschlüsse lokal in mesozoischen Einheiten verschuppt. Aus diesem Grund sind einige Profile trotz ihrer stratigraphisch interessanten Niveaus nicht in die Untersuchung eingebunden worden. Insbesondere die Profile nahe der Ortschaften Cilbarrena, San Antón und Azarulla, aber auch die von COLCHEN (1974) im Westen der Sierra de la Demanda beschriebenen Profile Río Arlanzón, Pineda-Riocabado und Río Pedroso sind nicht aufgenommen worden. Die stratigraphisch vollständigsten Profile stehen in der östlichen Sierra de la Demanda sowohl in der nördlichen, als auch in der südlichen Flanke der Demanda-Hauptmulde zwischen den Ortschaften Anguiano im Nordosten und Mansilla im Südwesten an.

Ergebnis sind 33 sedimentologische Profilaufnahmen der östlichen Sierra de la Demanda im Maßstab 1:200 mit einer kumulativen Mächtigkeit von 10.296 m und einer maximalen vertikalen Auflösung von 0,05 m. Sie setzen sich aus 11 Hauptprofilen und 22 kleineren oder Parallelprofilen zusammen. Parallelprofile ergeben sich bei kurvigem Verlauf von Bach- und Flußläufen oder auch Straßenanschnitten. Sie sind zur Analyse lateraler lithologisch-fazieller Unterschiede eingesetzt worden.

Die Profile umfassen zeitlich das gesamte Kambrium vom diskordanten Auflager unterkambrischer Grobklastika auf stark deformiertem präkambrischen Basement bis zum konkordanten Auflager ordovizischer Abfolgen (Tremadoc?) auf dem Oberkambrium. Dokumentiert und interpretiert sind

die Ergebnisse der Profilaufnahmen in sedimentologischen Logprofilen im Anhang A.

Im Folgenden sind die Profile von West nach Ost im Hinblick auf die für die Untersuchung relevante Qualität und ihrer formationellen Gliederung sowie ihres lithologischen und sedimentologischen Inventars besprochen. In Abbildung 2-1 ist ein Ausschnitt der neu zusammen gestellten geologischen Übersichtskarte der Sierra de la Demanda (Kap. 1, Abb. 1-4) durch die Lage der Profile ergänzt worden.

Eine Zusammenstellung der untersuchten Profile, der verwendeten topographischen Karten, der GPS-Koordinaten und der aufgeschlossenen Stratigraphie ist in Tabelle 2-1 dargestellt.

### Barbadillos

Das Profil Barbadillos ist am Straßenanschnitt der Landesstraße C113 zwischen den namensgebenden Ortschaften Barbadillos del Pez im Westen und Barbadillos de Herreros im Osten aufgeschlossen. Das untersuchte Profil erstreckt sich von der Ortschaft Barbadillo del Pez der Landesstraße folgend in Richtung Osten bis zum eingefassten Quellzulauf (Steinränke) zum Río Pedroso. Im Gegensatz zu den Profilen der östlichen Sierra de la Demanda befindet sich Profil Barbadillos in der östlichen Sierra de Mencila im Westen der Sierra de la Demanda (Kastilien und León). Erste Bearbeitungen des Profils sind von LOTZE (1929) und SCHRIEL (1930) durchgeführt worden, die sich ebenso wie COLCHEN (1974) auf Übersichtsaufnahmen beschränkten. Stratigraphisch erschließt das Profil unterkambrische Abfolgen, die sowohl lithologisch als auch auf Grund ihrer umgebenden Abfolgen zur Puntón-Formation gestellt werden. Da eine exakte biostratigraphische Einstufung nicht möglich ist, ist diese Stellung mehrfach kontrovers diskutiert worden (LOTZE 1929; SCHRIEL 1930; COLCHEN 1974).

Aufgeschlossen ist eine kontinuierliche Abfolge von Grobsandsteinen mit einer kumulierten Mächtigkeit von 353 m. Bedingt durch die grobklastische Lithologie bilden sich markante Härtlinge, die vom Río Pedroso und der in seinem Tal angelegten Landesstraße C113 durchbrochen werden. Die Abfolgen fallen kontinuierlich mit 35° bis 50° in Richtung NE ein. Es stehen weitestgehend Grob- und Mittelsandsteine, respektive Quarzite, in bankiger Ausbildung an. Beginnend von den an der Basis von Quartär überlagerten Bänken ist nach ca. 30 m eine neun Meter mächtige Abfolge matrixgestützter Konglomerate eingeschaltet. In faziell einheitlicher Ausbildung sind im weiteren Verlauf Megarippelschräggeschichtete Grobsandsteine mit zum Hange- den leicht abnehmender Bankmächtigkeit aufge-

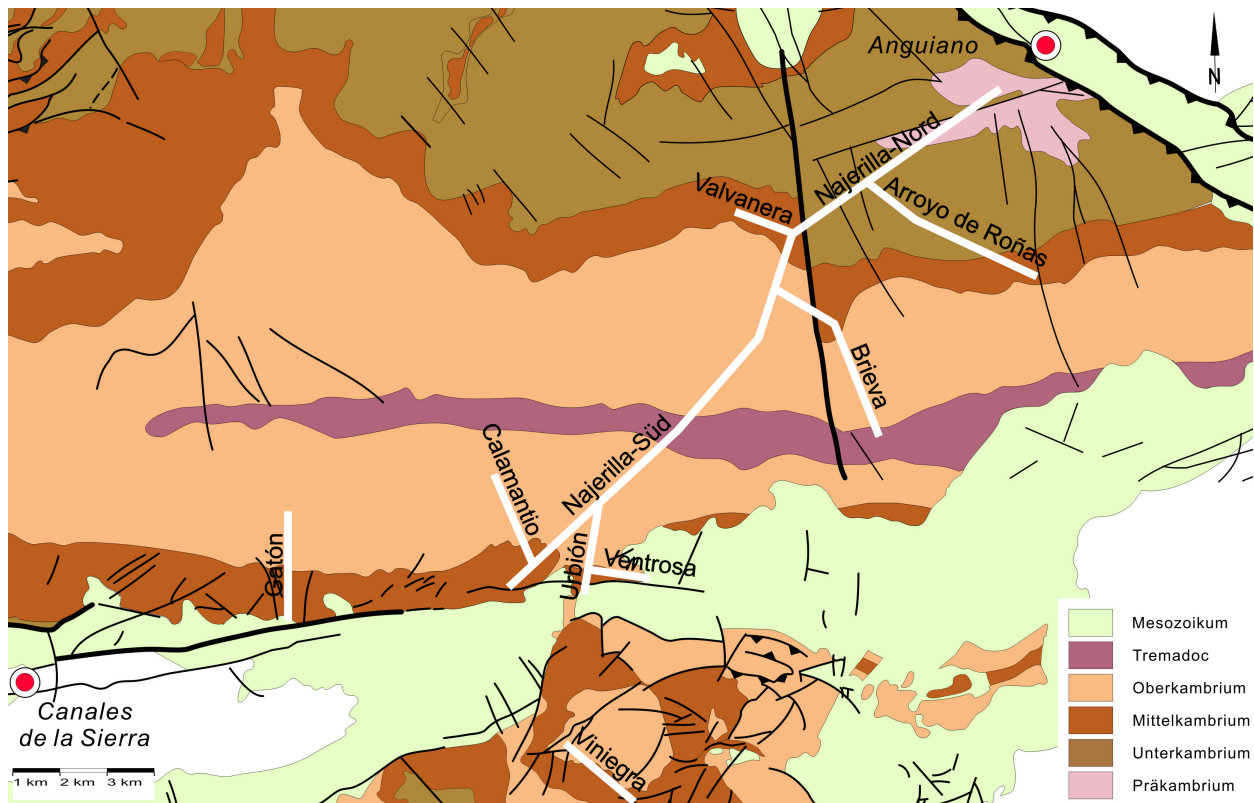


Abb. 2-1: Ausschnitt aus der geologischen Übersichtskarte der Sierra de la Demanda (Kap. 1, Abb. 1-4) mit den Lokalisationen der untersuchten Profile in der östlichen Sierra de la Demanda. Das Profil Barbadillos befindet sich westlich von Canales de la Sierra.

Fig. 2-1: Part of the geological overview map of the Sierra de la Demanda (Chap. 1, Fig. 1-4) with localisations of analysed sections in the eastern Sierra de la Demanda. The Barbadillos section is situated west of Canales de la Sierra.

geschlossen. Dominante Sedimentstrukturen sind Schrägschichtung, trogförmige Schrägschichtung und normale Gradierung. Vereinzelt treten im Hangenden matrixgestützte Konglomerate in dm-Bänken auf.

Die Einbeziehung der gesamten Aufschlüsse entlang des Río Pedroso nach Osten bis zum stratigraphischen Kontakt zur Riocabado-Formation war nicht sinnvoll, da der Deformationsgrad mit Annäherung an das zentrale alpidische, herzynisch streichende (NW-SE) Störungssystem Neila-Barbadillos-Pineda stark zunimmt. Ein prägnanter lithologischer Wechsel der Grobklastika hin zu rhythmisch sedimentierten Feinklastika markiert die lithologische Grenze zu den Riocabado-Schichten. Ihr Stratotyp liegt an der Abzweigung der Landesstraße C113 zur Provinzstraße BU-P-8101 in Richtung Pineda de la Sierra.

### Gatón

Namensgebend für das Gatón-Profil ist der in Richtung Süden fließende und in den gestauten Río Najerilla (Embalse de Mansilla) entwässernde Río Gatón, an dessen Ufern sich das Profil erstreckt. Ins-

besondere bei niedrigem Wasserstand lassen sich die vegetationsfreien Flußufer zur Profilaufnahme nutzen. Beidseitig der Ufer verlaufen Pfade, an denen gute bis sehr gute Aufschlußverhältnisse vorzufinden sind. Das von allen bisherigen Bearbeitern (LOTZE 1929; SCHRIEL 1930; JOSOPAIT & SCHMITZ 1971; COLCHEN 1974; PALACIOS 1982; SHERGOLD et al. 1983; DEGEN 2001) zitierte Profil ist auf Grund des für das Mittelkambrium charakteristische karbonatische Einheit der Mansilla- und Azarulla-Formationen auffällig. Das Profil beginnt im Liegenden einige 100 Meter nördlich der Ortschaft Mansilla und ist dort an der Basis diskordant von flach nach Süden einfallenden roten Sandsteinen des Buntsandsteins überlagert. Zum Hangenden ist es dem Flußlauf folgend kontinuierlich bis in die Nähe des Gatón (1.979 m ü. NN.) aufgeschlossen. Für die Analysen sind jedoch ausschließlich die anstehenden mittelkambrischen Formationen Mansilla (43 m), Azarulla (74 m) und Gatón aufgenommen worden. Von letzterer fanden jedoch nur die ersten ca. 40 m Berücksichtigung, da sich in Richtung Norden die tektonische Zergliederung des Profils nicht fehlerfrei kontrollieren läßt. Kumuliert sind in diesem Profil 139 m aufgenommen worden. Grund-

Tab. 2-1: Zusammenstellung untersuchter Profile, geographischer Positionen und Stratigraphie

Tab. 2-1: Compilation of studied sections, geographical positions and stratigraphy

Section	Topographic Maps	E Begin	N Begin	E End	N End	Stratigraphy
Arroyo de Roñas-1	19-07, 19-08, 20-08	0515860	4675836	0517237	4674461	Puntón
Arroyo de Roñas-2	20-08, 19-08, 19-09	0518592	4674154	0520123	4675171	San Antón, Huérmeda
Barbadillos	not covered, outside La Rioja	0481437	4663531	0481996	4664065	Puntón
Valvanera	20-07, 19-07	0514519	4674880	0514527	4674861	Gatón, Viniegra
Urbión	23-06, 22-06	0509350	4667274	0509652	4669234	Gatón, Viniegra, Najerilla
Viniegra	23-06, 24-06, 25-06	0510728	4663358	0510790	4662131	Mansilla?, Viniegra
Ventrosa-1	22-06, 23-06	0514519	4674880	0511060	4667445	Gatón, Viniegra
Ventrosa-2	22-06	0514498	4674834	0510140	4667775	Gatón
Calamantio	22-06	0508283	4668223	0508141	4668502	Najerilla
Calamantio-902	22-06	0508201	4668357	0508258	4668314	Najerilla
Brieva-1	20-07, 21-07	0514350	4672730	0514375	4672465	Najerilla
Brieva-2-909-01a	20-07	0515152	4672529	0515155	4672500	Najerilla
Brieva-2	20-07, 21-07, 21-08	0514460	4672557	0516238	4670509	Najerilla, Viniegra, Najerilla, Brieva
Najerilla Nord-904 (rück)	21-07	0513896	4672298	0513950	4672260	Najerilla
Najerilla Nord-905 (rück)	21-07	0513609	4672315	0513323	4672189	Najerilla
Najerilla Nord 908 (rück)	21-07	0513071	4671681	0513250	4671700	Najerilla
Najerilla Nord 910 (rück)	21-07	0512689	4671669	0512820	4671504	Najerilla
Najerilla Nord 911-914 (rück)	21-07	0512672	4671682	0512186	4671356	Najerilla
Najerilla Nord	18-08, 19-08, 19-07, 20-07, 21-07, 21-06, 22-06	0518680	4678320	0508552	4668324	pC Anguiano, Anguiano, Puntón, Gatón, Viniegra, Najerilla, Brieva
Najerilla Süd-934 (rück)	22-06	0508048	4667999	0508017	4668054	Viniegra
Najerilla Süd-873 (rück)	22-06	0508659	4668281	0508552	4668324	Viniegra
Najerilla Süd-977 (rück)	22-06	0508638	4669059	0508696	4669134	Najerilla
Najerilla Süd-979-978 (rück)	22-06	0508989	4669075	0508698	4669134	Najerilla
Najerilla Süd-982 (rück)	22-06	0509691	4669623	0509560	4669345	Najerilla
Najerilla Süd-983a (rück)	22-06	0509693	4669619	0509693	4669683	Najerilla
Najerilla Süd-984 (rück)	22-06	0509965	4669837	0509899	4669866	Najerilla
Najerilla Süd-989 (rück)	21-06	0510583	4670083	0510435	4670097	Najerilla
Najerilla Süd-992 (rück)	21-06	0510920	4670131	0510743	4670374	Najerilla
Najerilla Süd-994a (rück)	21-06	0511025	4670113	0511105	4670474	Najerilla
Najerilla Süd-996 (rück)	21-06	0511403	4670200	0511311	4670221	Najerilla
Najerilla Süd-997 (rück)	21-06	0511507	4670262	0511698	4670382	Najerilla
Najerilla Süd	23-05, 22-05, 22-06	0507240	4667445	0508453	4667295	Gatón, Viniegra, Najerilla, Brieva
Gatón	23-04, 22-04	0503608	4666943	0503587	4667187	Mansilla, Azarulla, Gatón

sätzlich sind die aufgeschlossenen, steil nach Norden einfallenden Einheiten trotz einiger kleiner Störungen stratigraphisch komplett.

An der Basis sind massige, z.T. mehrere Meter mächtige Dolomitbänke aufgeschlossen, die im Abstand von ca. 15 m von einigen Metern mächtigen feinklastischen Siltabfolgen unterbrochen sind und von LIÑÁN et al. (2002) in das Leonium und basale Caesaraugustum gestellt werden. Konkordant auf den Dolomiten liegen die in die Azarulla-Formation gestellten Feinklastika mit Karbonatknollen-Lagen, die reich an Makro- und Ichnofauna sind (PALACIOS 1982). Durch die Bildung diagenetischer Karbonatknollen wird das primär schwache Schichtgefüge nachgezeichnet. Vereinzelt durchgängige Dolomitlagen sind im basalen Teil der Formation eingeschaltet. Nach ca. 74 m markiert ein scharfer lithologischer Wechsel zu bankigen Mittelsandsteinen den Beginn der Gatón-Formation, die im weiteren Verlauf feinklastischer wird, bedingt jedoch durch die zunehmende tektonische Deformation nicht weiter aufgenommen wurde.

### Calamantio

Die von Nordwest und Südost ins Najerilla-Tal einmündenden Nebenflüsse und Bäche bieten an ihren Ufern gute Aufschlußverhältnisse. Der für das

Profil namensgebende Río Calamantio mündet östlich des Mansilla-Stausees auf Höhe der Vorsperre östlich der Casas de Confederación in den Río Najerilla. Hier stehen ausschließlich Abfolgen der Najerilla-Formation des Oberkambriums an (COLCHEN 1974; SHERGOLD et al. 1983). NADOLNY (2001) stellt hingegen den basalen Teil des Profils noch zu der liegenden Viniegra-Formation des mittelmambriums. Die Aufnahme dieses Profils erfolgte hauptsächlich zur Untersuchung lateraler Faziesänderungen im Bezug auf die oberkambrischen Abfolgen des Najerilla-Süd-Profils.

Aufgeschlossen sind stark heterolithische klastische Abfolgen variabler Korngröße, die vielfach von erosionsbedingten Profillücken unterbrochen werden. Die sandige Fazies wird hauptsächlich von mäßig steil (40°-50°) nach NE einfallenden Mittelsandsteinen aufgebaut und weist vorwiegend Kleinsandsteinen aufgebaut und weist vorwiegend Kleinsandsteinen auf. Die siltigen Abschnitte werden hingegen durchweg von welliger Linsenschichtung dominiert. Von der Basis des Calamantio-Profils an lassen sich die Einheiten gut mit denen des Najerilla-Süd-Profils vergleichen. Zum Hangenden ist die Profilaufnahme in dem ungestörten basalen Teil bis zum Profilmeter 135 durchgeführt worden. Es ist zudem ein kurzes rückwärtiges Profil (Calamantio-902) mit einer Mäch-



tigkeit von 75 m im Bereich des ersten bogigen Verlaufs des Río Calamantio aufgenommen worden.

### Najerilla-Süd

Hauptprofil der östlichen Sierra de la Demanda ist das Najerilla-Profil, das sich aus den Teilen Najerilla-Nord und Najerilla-Süd zusammensetzt. Der namensgebende Río Najerilla, der von der Ortschaft Mansilla im Südwesten nach Anguiano im Nordosten die Abfolgen des Kambriums der östlichen Sierra de la Demanda durchfließt, erodiert damit ein nahezu vollständiges Profil durch die westöstlich streichende Demanda-Hauptmulde. Die Aufschlußverhältnisse sind sowohl durch den Río Najerilla als auch durch die dem Flußverlauf folgende Landesstraße LR113 ausgezeichnet. Najerilla-Süd beginnt im Liegenden einige Zehnermeter westlich der Staumauer des Mansilla-Stausees und verläuft dem Tal folgend bis in das stratigraphisch Jüngste im Kern der Demanda-Hauptmulde, das ca. bei Straßenkilometer 29 der Landesstraße LR113 aufgeschlossen ist. In diesem südlichen Teilprofil stehen vorwiegend Abfolgen der mittel- und Oberkambrischen Formationen Gatón, Viniegra und Najerilla und der biostratigraphisch in das Ordovizium datierten Brieva-Formation an, wobei die Najerilla-Formation den überwiegenden Teil einnimmt. Von nahezu allen bisherigen Bearbeitern sind diese Abfolgen nur im Überblick aufgenommen worden (LARRAZET 1896; LOTZE 1929; SCHRIEL 1930; JOSOPAIT & SCHMITZ 1971; COLCHEN 1974; PALACIOS 1982; SHERGOLD et al. 1983; DEGEN 2001; NADOLNY 2001). Eine Reihe von Flußmäandern ermöglichte die zusätzliche Aufnahme rückwärtiger Profile (934, 873, 977, 979-978, 982, 983a, 984, 989, 992, 994a, 996, 997). Im Vergleich zum Profil Najerilla-Nord ist die erosionsbedingte Verdeckung geringer. Bedeutsame Störungen (Profilmeter 275, 749, 1549, 1614, 1627, 1713, 1803, 1948, 1962), die mögliche Schichtdoppelungen erzeugt haben können, sind dokumentiert. Es ist jedoch auf Grund der in der oberkambrischen Najerilla-Formation fehlenden Leithorizonte kaum möglich, die Mächtigkeitsdifferenzen numerisch zu fassen.

Die konstant mit 50° bis 60° nach N-NE einfallenden Schichten des Najerilla-Süd-Profiles sind an der Basis bis zum Profilmeter 15 Abfolgen der Gatón-Formation. Sie sind durch dünnbankige Flaser- und Wellenschichtung charakterisiert. Ein deutlich identifizierbarer fazieller Wechsel zu mächtigeren Grobklastika markiert den konkordanten Übergang zur Viniegra-Formation mit einer kumulierten Mächtigkeit von 357 m. Trogförmige und

bogige Schrägschichtung mit einzelnen Rinnen werden zum Hangenden der Abfolge von feinklastischen Abschnitten unterbrochen. Der graduelle Übergang zu den Feinklastika mit Flaser- und Linsenschichtung markiert bei Profilmeter 372 den Beginn der Najerilla-Formation. Gekennzeichnet ist diese Formation durch wechselnde Sedimentation von Grob- und Feinklastika, deren Intervalle im Dekametermaßstab, selten auch bis zu 100 m, zu beobachten sind. Unterbrochen wird diese Wechselfolge von Bereichen intensiv deformierter, teilweise mylonitisierter Feinklastika (Profilmeter 742-750, 1220-1245, 1297-1348, 1400-1405, 1530-1555, 1713-1725, 1775-1795, 1855-1875), die ebenfalls erhebliche Mächtigkeitsdifferenzen enthalten können. Die Hangendgrenze der Najerilla-Formation ist in Anlehnung an COLCHEN (1974) an den Beginn einer Abfolge massiger, stark glimmerführender Quarzite gelegt worden. COLCHEN (1974) beschreibt hier unterordovizische Brachiopoden (*Tritoechia kodymi*).

### Urbión

Der von Süden aus der Sierra de Urbión kommende Río Urbión mündet ca. 4 km östlich des Mansilla-Stausees in den Río Najerilla und schließt Abfolgen der Formationen Gatón, Viniegra und Najerilla auf. Die Aufschlußqualität ist durchweg gut. Verlässliche Aussagen über die Mächtigkeiten der Abfolgen sind jedoch auf Grund starker tektonischer Zergliederung des Profils nicht möglich. Stratigraphische Zuordnungen der Abfolgen beruhen weitestgehend auf lithologischen Aspekten, werden jedoch durch Trilobitenfunde (*Maladioidella colcheni*, *Langyashania felixi*) früherer Bearbeiter (SHERGOLD et al. 1983; COLCHEN 1974), die Languedocium und oberkambrische Alter nachwiesen, gestützt. Das Einfallen der Schichten mit 40° bis 60° in Richtung S bis SE ist im gesamten Profil konstant.

Am nördlichen Ortsausgang von Viniegra de Abajo im Urbión Tal (LR333) werden die Abfolgen an der Basis des Profils diskordant von roten Sandsteinen des Buntsandsteins überlagert. Die dort aufgeschlossenen dünnbankigen Feinsandsteine der Gatón-Formation gehen bei Profilmeter 57, begrenzt durch eine Störung, in bankige, massige Mittelsandsteine der mittelmkambrischen Viniegra-Formation über. Zum Hangenden werden diese relativ monotonen Klastika, erneut störungsbedingt, durch die charakteristischen Wechsellagerungen der Najerilla-Formation abgelöst. Wie auch im Najerilla-Süd-Profil sind im Hangenden des Urbión-Profiles eine Reihe stark deformierter Bereiche aufgeschlos-



sen (Profilmeter 482-515, 542-555, 700-707, 922-937, 959-967, 1060-1079), die zum Teil Schichtung und Sedimentstrukturen maskieren und ebenfalls ein beträchtliches Fehlerpotential für Schichtdoppelungen bergen.

### **Ventrosa**

Aufgeschlossen ist das Profil Ventrosa in der südlichen Flanke der Demanda-Hauptmulde an der Landesstraße LR436, die in östlicher Richtung vom Urbión-Profil (LR333) kommend in Richtung der namensgebenden Ortschaft Ventrosa verläuft. Gegliedert ist das Profil in zwei durch einen Störungs- und Überdeckungsbereich getrennte Teilprofile Ventrosa-1 und Ventrosa-2. Diese Profile sind bisher nicht bearbeitet worden. Sie bieten aber auf Grund ihrer gut dokumentierbaren Sedimentstrukturen wertvolle Faziesindikatoren und sind aus diesem Grund in die Studie integriert worden.

An der Basis von Ventrosa-1 sind diskordant von Buntsandstein überlagerte Feinklastika der Gatón-Formation aufgeschlossen, die in typisch wellig-schichtiger Ausbildung anstehen. Ein abrupter Übergang zu trogförmig geschichteten Fein- bis Mittelsandsteinen bei Profilmeter 22 markiert möglicherweise die Basis zur Viniegra- oder Najerilla-Formation. Die anschließend bis Profilmeter 83 aufgeschlossenen Abfolgen erlauben keine klare Zuordnung.

Das Profil Ventrosa-2 erstreckt sich vom Urbión Tal in Richtung Osten und schließt Abfolgen der Gatón-Formation in typischer Faziesausbildung auf. Die Raumlagen der Schichten sind, wie auch im Profil Ventrosa-1, abweichend vom Urbión-Profil, 200/35. Zum Hangenden ist die Abfolge von Profilmeter 65 an von quartären Sedimenten bedeckt.

### **Viniegra**

Der Stratotyp der mittelmkambrischen Viniegra-Formation ist das Profil Viniegra an der Landesstraße LR333 zwischen den Ortschaften Viniegra de Abajo und Viniegra de Arriba. Im Rahmen dieser Arbeit sind ausschließlich die Abfolgen der Viniegra-Formation des Profil, ca. 2,5 km südlich von Viniegra de Abajo aufgenommen worden. Das bereits von LARRAZET (1896) und später von WIENANDS (1963), JOSOPAIT & SCHMITZ (1971) sowie COLCHEN (1974) und PALACIOS (1981) bearbeitete Profil schließt den Kernbereich der Viniegra-Formation mit einer Mächtigkeit von 215 Metern auf. Die flach (15°-30°) nach Süden einfallen Abfolgen bestehen aus massigen Grobsandsteinen mit vereinzelt bankigen, matrixgestützten Konglomeratlagen. Planare bis trogförmige Schrägschich-

tungen dominieren. An der Basis sind, an einer Störungszone eingeschuppt, bankige Dolomite mit einer Mächtigkeit von einem Meter aufgeschlossen, die wahrscheinlich der Mansilla-Formation zuzurechnen sind. Zwischen den Profilmetern 60 und 80 ist eine massige Grobsandfazies aufgeschlossen, die durch Rinnensedimentation gekennzeichnet ist. Sowohl der Liegend- als auch der Hangendkontakt der Viniegra-Formation ist gestört.

### **Brieva**

Das Brieva-Profil ist eines der vollständigsten Profile des Oberkambriums der östlichen Sierra de la Demanda (LOTZE 1929; SCHRIEL 1930; COLCHEN 1974) und verläuft vom Abzweig der Landesstraße LR113 in Richtung Süden entlang der Landesstraße LR332 nach Brieva. Es stehen dabei nahezu kontinuierliche Straßenanschnitte in sehr guter Qualität an. Die im liegenden Teilabschnitt des Profils befindlichen Abfolgen sind größtenteils von quartären Ablagerungen überdeckt und erlauben daher nur eine Teilaufnahme (Teilprofil Brieva-1). Im Anschluß an die vom Flußtal des Río Najerilla hinauf-führenden Serpentina der Landesstraße LR332 beginnt mit dem Profilpunkt dbr905-01a das Brieva-2 Profil. Im basalen Bereich sind bis Profilmeter 60 Abfolgen der oberkambrischen Najerilla-Formation aufgeschlossen. An einer regionalen N-S streichenden Störung sind Abfolgen der mittelmkambrischen Viniegra-Formation auf die oberkambrische Najerilla-Formation aufgeschoben. Der Charakter dieser subvertikalisierten Störung ist nicht genau geklärt, ergibt jedoch bei der einfachen geometrischen Rekonstruktion des Kartenbildes eine steil nach Osten einfallende Aufschubung. Hier wird die komplette kambrische Abfolge von der Puntón-Formation bis zur unterordovizischen Brieva-Formation versetzt.

Im weiteren Verlauf des Profils sind mit einer Mächtigkeit von 192 m bankige, mittelsandige Abfolgen mit vereinzelt auftretenden bioturbaten Silt-einschaltungen der Viniegra-Formation aufgeschlossen. Zum Hangenden gehen sie in bankige Mittelsandlagen mit bogiger Schrägschichtung über. Diese Abfolgen werden von einzelnen Störungen durchsetzt und werden generell zum Hangenden sandiger. Ein kontinuierlicher Übergang mit charakteristisch wellig geschichteten Siltsteinen markiert bei Profilmeter 252 die Basis der Najerilla-Formation. Eine biostratigraphische Kontrolle dieses Formationsübergangs gibt es nicht.

In wechselnder siltiger und sandiger Fazies, unterbrochen von einigen kleineren Störungen und Bereichen quartärer Überdeckung, schließt das Brieva

Profil nahezu die vollständige Najerilla-Formation auf. Bei Profilmeter 1327 markiert das Auftreten einer ca. 1 m mächtigen Grobsandbank die Basis der unterordovizischen Brieva-Formation. Charakteristisch sind hier Großrippelschrägschichtung und die erosive Basis grobklastischer Bänke. Die Profilaufnahme ist bis in den Nukleus der Demanda-Hauptmulde durchgeführt worden und schließt die Abfolgen der Brieva-Formation in einer Mächtigkeit von 132 m auf.

### **Valvanera**

2 km nördlich des Abzweigs nach Brieva zweigt das Valvanera-Tal vom Najerilla-Tal (Landesstraße LR113) mit Straßenanschnitten der Zufahrtsstraße zum Monasterío de Valvanera (Landesstraße LR435) in Richtung NW ab. Die hier aufgeschlossenen Abfolgen lassen sich auf Grund ihrer isolierten, durch quartäre Überdeckung getrennten, Teilaufschlüsse zum Hangenden nicht hinreichend genau stratigraphisch zuordnen. Bedingt durch die östlich des Profils verlaufende N-S streichenden regionalen Störung (siehe Profil Brieva) erfolgt eine durch Begleitstörungen hervorgerufene Zergliederung des weitestgehend im Streichen der Gatón-Formation verlaufenden Profils. Die basalen Abfolgen lassen sich gut mit dem Najerilla-Nord-Profil abgleichen und schließen Abfolgen der Gatón-Formation auf. Das im Hangenden ab Profilmeter 135 aufgeschlossene Teilprofil schließt Mittel- bis Grobsandsteine mit vorwiegend bogiger und trogförmiger Schrägschichtung auf. Faziell lassen sich diese Abfolgen der mittelmkambrischen Viniegra-Formation zuordnen. Eine biostratigraphische Zuordnung ist jedoch auf Grund fehlender Makrofauna nicht möglich. Aufgeschlossen sind hier 118 m der Viniegra-Formation. Eine weitere Profilaufnahme im Hangenden der Abfolgen ist auf Grund der starken tektonischen Zergliederung nicht erfolgt. Ziel einer detaillierten geologischen Kartierung des Raumes um das Valvanera-Tal war auch die Arbeit von STEIL (1997).

### **Arroyo de Roñas**

Der Bachlauf Arroyo de Roñas im Tal zwischen dem Puntón (1.493 m ü. NN.) im Norden und dem Cerro Azoque (1.400 m ü. NN.) im Süden schließt in E-SE-licher Richtung verlaufend die unterkambrischen Formationen Puntón, San Antón und Huérmeda auf. Der Einstieg in das Profil erfolgt von der Landesstraße LR113, von der Ortschaft Anguiano aus kommend, unmittelbar vor der Brücke über den Río Najerilla bei km 46 auf der linken Seite. Das Profil erstreckt sich entlang eines Forstwegs bis zum Gipfel des Puntón und ist auf Grund zuneh-

mender quartärer Überdeckung zum Hangenden in zwei Teilprofilen (Arroyo de Roñas und Arroyo de Roñas-2) aufgenommen worden.

Das Teilprofil Arroyo de Roñas schließt ausschließlich Abfolgen der Puntón-Formation auf. An der Basis sind, konkordant auf den Konglomeraten der Anguiano-Formation aufliegend, bis zum Profilmeter 128 wellig- bis flaser-geschichtete Feinklastika aufgeschlossen, in die zwei Abfolgen Kleinrippel-schrägggeschichteter Sandsteine eingeschaltet sind. Zum Hangenden nehmen Bankmächtigkeit und Korngröße zu und es dominieren trogförmige und bogige Schrägschichtung. Zum Top der aufgeschlossenen Abfolgen ab Profilmeter 287 treten Grobsandsteine mit Rinnenbildung und matrixgestützte Feinkonglomerate mit z.T. gut ausgebildeter bogiger Schrägschichtung auf.

Arroyo de Roñas-2 ist ein aus einzelnen am Südhang des Puntón anstehenden Aufschlüssen synthetisiertes Profil. Seine Basis liegt ca. 1 km weiter aufwärts entlang des Arroyo de Roñas. Die Konstruktion des Profils erfolgte aus der Aufnahme von Aufschlüssen und der Rekonstruktion ihrer Positionen und Raumlagen der aufgeschlossenen Schichten. An der Basis sind massige Dolomitbänke der San Antón-Formation aufgeschlossen, die Bereiche vorwiegend karbonatischer oder geringer dolomitierter Gesteine einschließen. Lokal treten Zellendolomite (Rauhwacken) auf. Zum Hangenden der Abfolge dominieren Feinklastika, in die bei Profilmeter 99-104 letztmalig massige Dolomitbänke eingeschaltet sind. Der aufgeschlossene konkordante Übergang zu Feinklastika mit einer 5 m mächtigen eingeschalteten Abfolge von Feinsandsteinen wird als Basis der unterkambrischen Huérmeda-Formation definiert. Ihre Mächtigkeit beträgt hier 120 m. Bisherige Bearbeiter (COLCHEN 1974; BASTIAN 1997) stellten die basalen Abfolgen des Arroyo de Roñas-Profils in die mittelmkambrische Mansilla- und Azarulla-Formationen. Die lithologische Ausbildung sowohl der Dolomite, als aber auch der aufgeschlossenen Siltsteine ist im Vergleich zu den Abfolgen der oben genannten Formationen stark unterschiedlich. Zudem sind die Mächtigkeiten (hier San Antón-Formation = 104 m) und die stratigraphische Position im Umfeld der Abfolgen untypisch für die Mansilla- und Azarulla-Formationen der östlichen Sierra de la Demanda.

Ab Profilmeter 224 ist erneut eine stratigraphisch deutlich im Hangenden befindliche Karbonatabfolge mit einer Mächtigkeit von 7 m aufgeschlossen. Im Hangenden dieser Abfolge stehen Feinklastika mit deutlich ausgebildeten Karbonatknollen-Lagen an. Diese Abfolgen werden

wegen ihrer stratigraphischen Position und ihrer lithologischen Ausbildung in die mittelmkambrischen Mansilla- und Azarulla-Formationen gestellt. Die Mächtigkeit der Azarulla-Formation in diesem Profil beträgt ca. 10 m und wird durch quartäre Überdeckung zum Hangenden begrenzt.

### **Najerilla-Nord**

Das Profil Najerilla-Nord im Verlauf des Río Najerilla ist Fortsetzung des Profils Najerilla-Süd und bildet das Kernprofil der östlichen Sierra de la Demanda. Als zentrales Profil ist es von einer Reihe von Bearbeitern untersucht und bisher lediglich in der Übersicht aufgenommen worden (LARRAZET 1896, LOTZE 1929; SCHRIEL 1930; JOSOPAIT & SCHMITZ 1971; COLCHEN 1974; SHERGOLD et al. 1983; BASTIAN 1997; GERBER 1997; STEIL 1997; WELLHAUSEN 1997). Von der Ortschaft Anguiano, an der Überschiebungszone der paläozoischen und mesozoischen Einheiten der Sierra de la Demanda auf das Tertiär des Ebrobeckens, durchläuft das Najerilla-Nord Profil die unter-, mittel- und oberkambrischen Abfolgen der Formationen Anguiano, Puntón, Gatón, Viniegra und Najerilla. Zudem ist westlich der Ortschaft Anguiano das undifferenzierte Präkambrium mit dem diskordanten Auflager der Konglomeraten der unterkambrischen Anguiano-Formation aufgeschlossen. Die unterkambrischen Abfolgen der Formationen Riocabado, San Antón und Huérmeda, aber auch die mittelmkambrischen Abfolgen der Formationen Mansilla und Azarulla sind störungsbedingt nicht aufgeschlossen (siehe Profil Brieva). Die Aufschlußqualität ist gut bis sehr gut und wird nur durch vereinzelte Störungen (827, 1603, 2098) und quartäre Überdeckung gemindert. Die Abfolgen fallen mit durchschnittlich 35°-55° nach SE bis S ein. Wie auch im Profil Najerilla-Süd ist durch den kurvigen Verlauf des Río Najerilla die Aufnahme einiger rückwärtiger Profile möglich (904, 905, 908, 910, 911-914).

Winkeldiskordant auflagernd sind an der Basis des Najerilla-Profils matrix- und klastengestützte Konglomerate der Anguiano-Formation aufgeschlossen. Die quarzreichen Konglomerate hoher Reife und einer maximalen Bankmächtigkeit von 3 m beinhalten im mittleren Drittel auffällige Turmalin-Quarz-Apatit-Klasten mit einer maximalen Kantenlänge von 15 cm. Die Abfolgen werden von einigen wenigen Sandeinschaltungen unterbrochen und gehen zum Hangenden ab Profilometer 388 in feinklastischere Abfolgen über. Der abrupte Fazieswechsel mit dem konkordanten Auflager wellig- bis flaser-geschichteter Feinklastika markiert bei Profilometer 424 die Basis zur Puntón-Formation. Mit

einer Mächtigkeit von 403 m werden die Abfolgen an der die Demanda-Hauptmulde senkrecht durchlaufenden Störung bei Profilometer 827 gegen die mittelmkambrischen Feinklastika der Gatón-Formation versetzt. Diese erreicht hier eine Mächtigkeit von 170 m und wird im Hangenden von quartären Sedimenten überdeckt. Ab Profilometer 998 sind zunächst dünnbankige Feinsandsteine mit auffälliger Kreuzschichtung aufgeschlossen, die graduell in bankige Mittelsandsteine mit bogiger und trogförmiger Schrägschichtung übergehen. Es handelt sich hierbei um Abfolgen der mittelmkambrischen Viniegra-Formation. Ein erneut deutlicher fazieller Wechsel zu mächtigen Abfolgen wellig geschichteter Feinklastika markiert bei Profilometer 1248 die Basis der Najerilla-Formation. In identischer Ausbildung zu den Vergleichsprofilen Najerilla-Süd und Brieva stehen Abfolgen wechselnder fazieller Ausbildung an. Auffällig ist im weiteren Verlauf eine 12 m mächtige Abfolge von intensiv deformierten Tonsteinen ab Profilometer 1577. Die Gesamtmächtigkeit der Najerilla-Formation beträgt im Najerilla-Nord-Profil 962 m. Ein im Gelände auffälliger Wechsel zu mächtigeren grobklastischeren Sandsteinen wird als Basis der unterordovizischen Brieva-Formation interpretiert. COLCHEN (1974) beschreibt am Portillo Necutiú (1.955 m ü. NN.), NE-lich des Gatón (1.979 m ü. NN.) ein geringmächtiges Basiskonglomerat, welches hier jedoch nicht ansteht.



### 3 Stratigraphie

Das Kambrium wird charakterisiert durch: Auftreten mineralisierter Metazoenhartteile, Explosion in Biodiversität und Disparität, Auftreten von Metazoen-Konservatfossilagerstätten, Etablierung invertebrater Stämme, strenger Faunenprovinzialismus, Dominanz von Trilobiten, global warme Klimate (greenhouse conditions), Öffnung des Iapetus Ozeans, progressive äquatoriale Drift und Separation von Laurentia (inklusive Avalonia), Baltica und Siberia (SHERGOLD & COOPER 2004). Unter dem Einfluß dieser Ereignisse entwickelte sich der nördliche passive Kontinentalrand Gondwanas, von dem die Abfolgen der Sierra de la Demanda einen Teil aufschließen.

Zurückblickend auf die ersten stratigraphischen Arbeiten in der Sierra de la Demanda (LARRAZET 1896) wurden die ältesten aufgeschlossenen Abfolgen undifferenziert ins Silurium gestellt. Kambri-sche Alter der altpaläozoischen Schichtfolge der Sierra de la Demanda sind zuerst von SCHRIEL (1930) erkannt worden (LOTZE 1958). Er differenzierte dabei die unterkambrischen Abfolgen in Anlehnung an das Kambrium der Keltiberischen Ketten in die Bámbola-, Embid- und Jalón-Formationen (Abb. 3-1), die weit besser untersucht waren. Auf Grund geringerer Deformation und des weit besseren Erhaltungszustandes der Makrofauna standen diese Gebiete vordergründig im Interesse der spanischen Kambriumsforschung (LOTZE 1929, 1958, 1966); LOTZE & SDZUY (1961); SCHMIDT-THOMÉ (1968) und SCHMITZ (1971).

COLCHEN (1974) hat erstmals in einer umfassenden Arbeit die gesamten paläozoischen Einheiten der Sierra de la Demanda formationell gegliedert und sie weniger in Anlehnung an die Keltiberischen Ketten gesehen. Er unterschied dabei die nahezu fossilfreien klastischen Abfolgen der Formationen Anguiano, Puntón und Riocabado sowie die karbonatische Einheit der Formation Mansilla und datierte sie in Anlehnung an das Kambrium Kantabriens ins Unterkambrium. Das Mittelkambrium beginnt nach COLCHEN (1974) mit dem ersten Auftreten von *Paradoxides* sp. in den feinklastischen Abfolgen der Azarulla-Formation. Das weitere Mittelkambrium ist mit der Gatón- (*Bailliella* cf. *levyi*) und der Viniegra-Formation durchweg klastisch. Die Basis des Oberkambriums sieht COLCHEN (1974) mit dem ersten Auftreten der für das Oberkambrium charakteristischen *Billingsella* cf. *lingulaeformis* NIKITIN erreicht. *Solenopleurides* sp. und *Agraulos longicephalus* datieren die Basis des Oberkambriums, das COLCHEN (1974) erstmals für die Iberische Halbinsel datierte. Die das Oberkambrium umfassende Na-

jerilla-Formation differenzierte er jedoch nicht weiter. Das Auftreten von *Tritoechia kodymi* und *Tritoechia kolihai* verglich COLCHEN (1974) mit Funden aus dem Tremadoc des Böhmisches Massivs und definierte damit die Basis des Ordoviziums in der Sierra de la Demanda (Brieva-Formation).

Nach einer Interpretation mit der Clausthaler Arbeitsgruppe über neue lithologisch-stratigraphische Kenntnisse in der Sierra de la Demanda schlugen LIÑÁN et al. (2002) insbesondere auch durch die Einbeziehung neuerer biostratigraphischer Daten (PALACIOS 1982 und SHERGOLD et al. 1983) aus der Sierra de la Demanda eine stratigraphische Neugliederung vor (Abb. 3-1), die sich mehr an der Stratigraphie der Keltiberischen Ketten orientiert. Dabei gilt zu berücksichtigen, daß die stratigraphische Gliederung auf Grund des nahezu fossilfreien unteren Unterkambriums vorwiegend auf lithostratigraphischen Vergleichen beruht. Die Anguiano-Formation wird mit der Bámbola-Formation der Keltiberischen Ketten parallelisiert und ins Cordubium gestellt. Die Puntón-Formation wird der Embid-Formation und die Riocabado-Formation der Jalón-Formation zeitlich gleichgestellt, die das Ovetium umfassen. LIÑÁN et al. (2002) differenzieren die karbonatischen Einheiten der Sierra de la Demanda in eine unterkambrische (San Antón-Formation = Marianium) und eine mittelkambrische (Mansilla-Formation = Leonium). Das obere Marianium, Bilbilium und basale Leonium sind in der Sierra de la Demanda störungsbedingt unterdrückt und entspricht wahrscheinlich den Huérmeda-, Daroca- und Valdemiedes-Formationen der Keltiberischen Ketten. Die obere karbonatische Abfolge (Mansilla-Formation der Sierra de la Demanda) stellen LIÑÁN et al. (2002) in das basale Mittelkambrium (oberes Leonium). Die charakteristischen Feinklastika mit Karbonatknollen-Lagen der Murero-Formation (Keltiberische Ketten) übertragen sie auf die ehemals durch COLCHEN (1974) definierte Azarulla-Formation und stellen sie ins Caesaraugustum (mittleres Mittelkambrium). Gatón- und Viniegra-Formation (COLCHEN 1974) sind weiterhin ins Mittelkambrium gestellt (oberes Caesaraugustum und Languedocium). Das Oberkambrium (Najerilla-Formation) bleibt undifferenziert.

Die dieser Arbeit zugrunde liegende eigene stratigraphische Gliederung der in der Sierra de la Demanda anstehenden Abfolgen (Abb. 3-1) erfolgte weitestgehend in Anlehnung bisheriger Arbeiten (LOTZE 1929; SCHRIEL 1930; LOTZE 1959; WIENANDS 1963; JOSOPAIT 1971; COLCHEN 1974; OLAVERRI CAPDIVELA 1978; PALACIOS 1982; SHERGOLD et al. 1983; GABALDÓN & MARTÍN-SER-

Series / Stage		Schriel, 1930 Demanda Range	Lotze&Sdzuy, 1961 Demanda Range	Colchen, 1974 Demanda Range	Liñán et al., 2002 Demanda Range	Liñán et al., 2002 <b>Iberian Chains</b>	Mutz, 2005 Demanda Range	Series / Stage								
CAMBRIAN / ORDOVICIAN		Upper Cambrian > 2200 m	Demanda upper part > 1500 m	Brieva	Najerilla > 700 m	Valconchán 30-400 m	Brieva	CAMBRIAN / ORDOVICIAN								
UPPER CAMBRIAN	Unnamed			Najerilla 1000 m		Acón 850-1500 m	Najerilla ~ 1000 m	Unnamed	UPPER CAMBRIAN							
			Demanda lower part > 500 m	Viniegra 250-300 m	Viniegra 50-350 m		Viniegra ~ 360 m									
				Gatón ~ 200 m	Gatón 200 m		Gatón > 170 m									
					Mansilla	Murero 35 m	Murero 50-250 m			Azarulla < 75 m						
Azarulla ~ 100 m	Mansilla 5 m					Mansilla 10-90 m	Mansilla ~ 40 m									
	Valdemiedes 20 m					Valdemiedes 20-250 m	faulted and stratigraphically condensed									
								faulted?	Daroca 90-250 m	possibly Valdemiedes Daroca Huérmeda (partly)						
									Huérmeda 45-80 m	Huérmeda 0-140 m						
LOWER CAMBRIAN	BILBILIAN		Jalón > 100 m	Mansilla ~ 100 m	San Antón 40-150 m	Ribota 25-130 m	San Antón 40-100 m	BILBILIAN	LOWER CAMBRIAN							
				Riocabado 100-150 m		Huérmeda 0-140 m										
			Urbión ~ 50 m	Puntón ~ 500 m	Riocabado 100-200 m		Jalón 200-450 m			Riocabado > 100 m						
			Ribota ~ 50 m		Puntón ~ 500 m		Embíd 200-400 m			Puntón > 400 m						
	Jalón ~ 100 m		Bámbola ~ 300 m		Bámbola ~ 280 m	Anguiano 30-300 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m		Anguiano 0-425 m						
	Embíd ~ 250 m			Anguiano 30-300 m							Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m				
													Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m													
				Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 300-450 m	Anguiano 0-425 m									
Embíd ~ 250 m	Anguiano 30-300 m	Bámbola 														

Abb. 3-1: Stratigraphische Gliederung der Abfolgen der Sierra de la Demanda nach verschiedenen Autoren, ergänzt durch das Vergleichsprofil der Keltiberischen Ketten (verändert nach LIÑÁN et al. 2002).

Fig. 3-1: Stratigraphy of the Sierra de la Demanda after various authors, compared to the stratigraphy in the Iberian Chains (modified after LIÑÁN et al. 2002).

RANO 1990; OLAVERRI CAPDIVERA 1990) auf Basis kartiertechnisch erfaßbarer, lithostratigraphischer Parameter. Berücksichtigt worden sind dabei in besonderem Maße auch Ergebnisse der Untersuchun-

gen in den stratigraphisch vergleichbaren Abfolgen der Keltiberischen Ketten (LIÑÁN et al. 2002 und eigene Untersuchungen).

Gemäß den Empfehlungen (Richtlinien) zur

Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur (STEININGER & PILLER 1999) sind im Folgenden die formationellen Charakteristika aufgeführt. Folgende Parameter fanden dabei Berücksichtigung:

- **Benennung:** Zusammensetzung aus einem substantivischem geographischen Begriff und einem hierarchischen Formationsbegriff (i.e. Formation),
- **Ableitung des Namens:** Angaben zur Ableitung des geographischen Teils der Benennung,
- **Beschreibung:** Kurze lithologische Charakterisierung (Gesteinsbeschreibung, Mächtigkeit, Farbe, Mineral- und Fossilinhalt),
- **Typus-Gebiet:** Angaben zur räumlichen Verbreitung, Abgrenzung des Gebiets und Typusprofil,
- **Typus-Profil:** Typisierte lithologische Einheit durch Typus-Profil oder Grenzstratotypus-Profil,
- **Referenz-Profil:** Referenz auf Grenzstratotypus-Profil innerhalb des Typus-Gebietes und Ergänzungen durch angrenzende Aufschlußgebiete,
- **Bemerkungen:** Interpretation der lithologischen Einheit in Bezug auf ihre Abgrenzung,
- **Biostratigraphische Parallelisierung:** Einordnung in biostratigraphische Zonierung und biostratigraphische Parallelisierung mit chronostratigraphischer Einheit.

Chronostratigraphisch sind die Abfolgen der Sierra de la Demanda nicht datierbar. Es werden deshalb in Anlehnung an die aktuellen Vorschläge der Internationalen Stratigraphischen Kommission (GRADSTEIN et al. 2005) zur Gliederung des Kambriums folgende stratigraphische Grenzalter angenommen (Abb. 3-2):

- Grenze pC / LCb = 542,0 Ma,
- Grenze LCb / MCb = 513,0 Ma,
- Grenze MCb / UCb = 501,0 Ma,
- Grenze UCb / LOrd = 488,3 Ma.

Die Differenzierung der Formationen innerhalb dieser Arbeit ist ein eigener neuer Vorschlag für die Stratigraphie der Sierra de la Demanda. Grundlage sind die Gliederungen von COLCHEN (1974) und die neueren Vorschläge von LIÑÁN et al. (2002). Die Ableitung der Formations-Namen folgt weitestgehend den Benennungen von COLCHEN (1974), da eine Übertragung der Formationsnamen der Keltiberischen Ketten auf die Sierra de la Demanda auf Grund regionaler Unterschiede nur bedingt möglich ist. In den Formations-Unterkapiteln ist auf die Entsprechungen in den Keltiberischen Ketten hingewiesen.

Cambrian	Furongian		488.3 ± 1.7
		Paibian	
	Middle		501.0 ± 2.0
Lower			513.0 ± 2.0
			542.0 ± 1.0

Abb. 3-2: Definition stratigraphischer Grenzalter für das Kambrium. Internationale Stratigraphische Kommission (ICS).

Fig. 3-2: Definition of stratigraphic boundary ages for the cambrian. International Commission on Stratigraphy (ICS).

### 3.1 Präkambrium, undifferenziert

Abfolgen des Präkambriums stehen südlich der Ortschaft Anguiano (östliche Sierra de la Demanda) an. Diese erstmals durch WIENANDS (1963) und LOTZE (1966) als Präkambrium (pC) angesprochen, stark deformierten Einheiten sind von COLCHEN (1974) als Anguiano Schiefer bezeichnet worden und gelten zusammen mit einem weiteren, kleinerem Vorkommen am Ostufer des Río Santurdejo in der Nähe der Ortschaft Pazuengos (Sierra de la Demanda) als einzig gesicherte Präkambriums-Aufschlüsse in der Sierra de la Demanda.

Zwei lithologisch differenzierbare Einheiten sind aufgeschlossen: i) Grauwacken- oder feldspatführende Subgrauwackenbänke eingeschaltet in eine Abfolge von wellig geschichteten Metapeliten und ii) Eine gleichförmige Abfolge wellig geschichteter Metapelite mit Kreuzschichtungen. Eine Mindestmächtigkeit von > 50 m kann als gesichert angenommen werden. Die Abfolgen sind durchweg hell- bis dunkelgrau, teilweise durch intensive Chloritisation grünlich. Ein starker Glanz wird auf den Schicht- und Scherungsflächen durch Glimmer (Muscovit, Biotit, Chlorit) hervorgerufen. Die Abfolgen sind fossilfrei. Sie werden lithologisch verglichen mit denen der Paracuellos-Gruppe (Sestrica-, Saviñán- und Aluenda-Formation) der Keltiberischen Ketten (Jalón-Profil). Eine biostratigraphische Parallelisierung ist nicht möglich. *Cloudina*-ähnliche Schalenfossilien sind aus der vergleichbaren Frasnio-Formation und das Ichnofossil *Torrowangea rosei* aus der Saviñán-Formation der Keltiberischen Ketten bekannt. Sie deuten Ediacarische Alter an (VALLADARES et al. 2002). Die Stellung der Abfolgen ins Präkambrium wird hauptsächlich auf Grund ihrer geotektonischen Position im Nukleus der Anguiano-Antiklinale vorgenommen.

In Zentral- und Nordspanien ist die Basis des Kambriums als Winkeldiskordanz aufgeschlossen. Unterkambrische, weitestgehend grobklastische Sandsteine und Konglomerate liegen diskordant über stark gefaltetem und metamorphen präkambrischen Basement. Die Einstufung der basalen kambrischen Abfolgen der Sierra de la Demanda hingegen, die an allen Kontakten (Anguiano-Formation) faziell gleich ausgebildet sind, erfolgt auf Grund ihrer Position im Kern der Anguiano-Antiklinale. Es muss daher in Betracht gezogen werden, daß in den störungsbedingten Kontakten, erhebliche Zeitintervalle maskiert sind. Im Gegensatz zu den asturischen Aufschlußgebieten, in denen dieser Kontakt als deutliche Winkeldiskordanz ausgebildet ist, läßt sich durch die starke tektonische Deformation der basalen präkambrischen Gesteine, aber auch der Konglomerate der Anguiano-Formation keine Störungsgenese ableiten. Messungen von Schichtungs- und Schieferungsflächen im Umfeld der Kontakte ergaben keine eindeutigen Raumlagen. Alle Kontakte dieser Formation sind gestört. Die präkambrische Abfolge der Sierra de la Demanda wird auf Grund ihrer Unvollständigkeit und ihrem hohen Deformationsgrad nicht bei Faziesanalysen und der stratigraphischen Modellentwicklung berücksichtigt.

### 3.2 Anguiano-Formation

*Benennung:* Anguiano-Formation (COLCHEN 1974).

*Ableitung des Namens:* Südlich der Ortschaft Anguiano (östliche Sierra de la Demanda) stehen im Kontakt zum Präkambrium Grobklastika der Anguiano-Formation an.

*Beschreibung:* Die Grobklastika des Unterkambriums (Ovetium) sind vorwiegend matrix- und klastengestützte Konglomerate. Intern lassen sich drei Haupt-Lithotypen differenzieren: i) geschichtete matrixgestützte grobkörnige Quarzkonglomerate, ii) ungeschichtete klastengestützte grobkörnige Quarzkonglomerate und iii) bankige matrixgestützte mittelkörnige Quarzkonglomerate. Zum Hangenden gehen die Konglomerate in trogförmig und planar schräggeschichtete Sandsteine über. Die kumulative Mächtigkeit beträgt 425 m. Die Abfolgen sind fossilileer.

*Typus-Gebiet:* Anguiano-Antiklinale südwestlich der Ortschaft Anguiano in der östlichen Sierra de la Demanda.

*Typus-Profil:* Najerilla-Nord.

*Referenz-Profil:* In der Sierra de la Demanda nicht aufgeschlossen. Vergleichsprofil Brea-1 der Keltiberischen Ketten.

*Bemerkungen:* Die Basis der Anguiano-Formation ist an allen Kontakten gegen das Präkambrium gestört. Im Hangenden geht die Formation konkordant in die Abfolgen der Puntón-Formation über.

*Biostratigraphische Parallelisierung:* Die Abfolgen der Anguiano-Formation sind fossilfrei. Eine biostratigraphische Parallelisierung ist daher nicht möglich. Die Anguiano-Formation wird stratigraphisch jedoch auf Grund ihrer relativen Position im Hangenden des stark deformierten Präkambriums in das unterste Unterkambrium (Cordubium) gestellt (LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED 1993). Für die lithologisch und stratigraphisch vergleichbare Bámbola-Formation der Keltiberischen Ketten weisen LIÑÁN et al. (1996) *Phycodes*, *Rusophycus* und *Monomorphichnus lineatus* nach, die cordubische Alter anzeigen.

### 3.3 Puntón-Formation

*Benennung:* Puntón-Formation (COLCHEN 1974)

*Ableitung des Namens:* Berg Puntón (1.493 m ü. NN.) südwestlich der Ortschaft Anguiano.

*Beschreibung:* Wellig- bis flaser-geschichtete Feinklastika an der Basis und trogförmig bis bogig schräggeschichtete Grobklastika im Hangenden der Formation. Die Farbe der Abfolgen variiert mit dem Matrixgehalt. Flaser-geschichtete Gesteine sind dunkelgrau bis schwarz, die grobklastischen Sandsteine sind hingegen hellgelb bis weiß. Die Gesamtmächtigkeit der Formation beträgt mehr als 400 m. Im Profil Arroyo de Roñas sind 415 m und im Profil Najerilla Nord sind 403 m aufgeschlossen. Najerilla Nord ist zum Hangenden hin allerdings gestört. Die Puntón-Formation ist bis auf vereinzelte Skolithos-Ichnofauna fossilfrei.

*Typus-Gebiet:* Auslaufende Flanken der Anguiano-Antiklinale. Region westlich, südlich und südwestlich der Ortschaft Anguiano.

*Typus-Profil:* Arroyo de las Roñas.

*Referenz-Profil:* Najerilla-Nord.

*Bemerkungen:* Die Basis wird an einem im Gelände leicht identifizierbaren faziellen Kontakt zwischen den massigen Konglomeraten der Anguiano-Formation und den wellig geschichteten Feinklastika der Puntón-Formation definiert. Im Hangenden begrenzt ein erneuter fazieller Übergang von der Hangenden grobsandigen küstennahen Fazies der Puntón-Formation zur siltigen Fazies der Riocabado-Formation.

*Biostratigraphische Parallelisierung:* Auf Grund fehlender Fauna nicht möglich. Auf Vorschlag von LIÑÁN et al. (2002) wird die Puntón-Formation der



Keltiberischen Ketten ins Ovetium gestellt. Lithologisch und stratigraphisch wird sie mit der Embid-Formation der Keltiberischen Ketten parallelisiert, in der das erste Auftreten von *Cruziana* und *Astropolichnus hispanicus* dokumentiert ist, die ein obercordubisches bis oberovetisches Alter anzeigen.

### 3.4 Riocabado-Formation

**Benennung:** Riocabado-Formation (COLCHEN 1974).

**Ableitung des Namens:** Ortschaft Ríocavado de la Sierra zwischen der Landesstraße C113 und der Ortschaft Pineda de la Sierra. Der Austausch des Buchstabens V gegen ein B im Formationsnamen beruht auf einer lokalen Ausspracheregeln und ist in Anlehnung an COLCHEN (1974) beibehalten worden.

**Beschreibung:** Die Abfolgen der Ríocabado-Formation bestehen aus vorwiegend wellig bis flaserig geschichteten Feinklastika. Sie sind dunkelgrau bis graugrün, was z.T. durch die intensive Deformation bedingt ist. Ihre Mächtigkeit beträgt im Typus-Profil ca. 100 m, ist im Referenzprofil jedoch auf Grund von Schichtdoppelungen und fehlender Leithorizonte nicht kontrollierbar. Der Fossilinhalt umfaßt lediglich eine nicht genauer bestimmbare *Planolites*-ähnliche Ichnofauna.

**Typus-Gebiet:** Östliche Sierra de Mencilla

**Typus-Profil:** Aufschlüsse an der Regionalstraße BU820 zwischen den Ortschaften Ríocavado de la Sierra und Pineda de la Sierra.

**Referenz-Profil:** Barbadillos.

**Bemerkungen:** In der Sierra de la Demanda sind die Abfolgen der Riocabado-Formation intensivst deformiert. Weder Hangend- noch Liegendgrenze lassen sich hinreichend genau definieren. Es wird daher von einer Mindestmächtigkeit von 100 m ausgegangen, die im Typus-Profil nachgewiesen ist. Vergleichend mit der Jalón-Formation der Keltiberischen Ketten postulieren LIÑÁN et al. (2002) eine möglicherweise größere Mächtigkeit für die Sierra de la Demanda.

**Biostratigraphische Parallelisierung:** Die vergleichbare lithologische Entwicklung zwischen Sierra de la Demanda und Keltiberischen Ketten erlaubt die Parallelisierung mit der Jalón-Formation (LIÑÁN et al. 2002). Biostratigraphisch gibt es jedoch keine Kontrolle.

### 3.5 San Antón-Formation

**Benennung:** San Antón-Formation (COLCHEN 1974).

**Ableitung des Namens:** Ortschaft San Antón am

Westufer des Río Oja, ca. 6 km südlich der Ortschaft Ezcaray am Nordrand der Sierra de la Demanda.

**Beschreibung:** Vorwiegend massige, gelb-braune Dolomite mit weniger dolomitisierten karbonatischen Partien und vereinzelt eingeschalteten stark deformierten und wellig geschichteten Feinklastika, die zum Hangenden der Formation zunehmen. Die Mächtigkeit beträgt, basierend auf Rekonstruktionen von verteilten Einzelaufschlüssen, 104 m. Die Abfolgen sind fossilfrei.

**Typus-Gebiet:** Südlich der Ortschaft Ezcaray.

**Typus-Profil:** Alter Steinbruch am Westufer des Río Oja bei der Ortschaft San Antón.

**Referenz-Profil:** Aufschlüsse am Südosthang des Puntón (1.493 m ü. NN.).

**Bemerkungen:** Isoliertes massives Dolomitvorkommen im Typus-Profil. Stratigraphische Kontakte zum Liegenden (Valdemiedes-Formation) und zum Hangenden (Azarulla-Formation) sind nicht aufgeschlossen. Im Profil Arroyo de Roñas-2 ist der Liegendkontakt von quartären Sedimenten überdeckt. Möglicherweise fehlen dort an der Basis einige Zehnermeter der Formation. Zum Hangenden gehen die Abfolgen der Formation konkordant in die Abfolgen der Huérmeda-Formation über.

**Biostratigraphische Parallelisierung:** Auf Grund lithologischer Unterschiede und ihrem stratigraphischen Kontext werden die Abfolgen der San Antón- und Mansilla-Formation als zeitlich different betrachtet und von LIÑÁN et al. (2002) mit der Ribota- und Mansilla-Formation parallelisiert. Die San Antón-Formation ist fossilfrei.

### 3.6 Huérmeda-Formation

**Benennung:** Huérmeda-Formation (LOTZE 1929)

**Ableitung des Namens:** Ortschaft im westlichen Jalón-Tal, östlich der Stadt Calatayud in den Keltiberischen Ketten.

**Beschreibung:** Dunkelgraue, stark geschieferte wellig geschichtete bis laminierte Siltsteine mit lokal linsig geschichteten sandigen Partien und eingeschalteten Karbonat- und Dolomitlagen. Vereinzelt treten Karbonatknollen-Lagen auf, die in ihrer Häufigkeit und Mächtigkeit deutlich geringer sind als die der mittelkambrischen Azarulla-Formation. Die Huérmeda-Formation besitzt im Profil Arroyo de Roñas-2 eine Mächtigkeit von 143 m. In dieser Formation sind in der Sierra de la Demanda keine Fossilfunde bekannt. Für die Keltiberischen Ketten geben Liñán et al. (1995) Funde von Trilobiten (z.B. *Strenuaeva incondita*), Ichnofauna (z.B. *Arenicolitis*, *Diplichnites*, *Gordia*, *Planolites*) und Palyno-

morphen an.

*Typus-Gebiet:* Badules Einheit in den östlichen Keltiberischen Ketten.

*Typus-Profil:* Vergleichsprofil Jarque in den Keltiberischen Ketten.

*Referenz-Profil:* Arroyo de Roñas-2.

*Bemerkungen:* Die Differenzierung der Abfolgen der Huérmeda-Formation zu denen der Azarulla-Formation wird auf Grund der nahezu fehlenden Karbonatknollen-Lagen und des weit geringeren Karbonatanteils getroffen. Zum Hangenden sind die Abfolgen in der Sierra de la Demanda nicht mehr aufgeschlossen. Ihre basale Grenze markiert das letzte Auftreten massiger Dolomitlagen der San Antón-Formation.

*Biostratigraphische Parallelisierung:* Die Huérmeda-Formation war bisher für die Sierra de la Demanda nicht definiert. In Anlehnung an den Vorschlag von LIÑÁN et al. (2002) sind die feinklastischen Einheiten im Hangenden der San Antón-Formation mit den Abfolgen der Huérmeda-Formation der Keltiberischen Ketten parallelisiert und der Formationsname für die Sierra de la Demanda eingeführt worden. In den Abfolgen tritt vereinzelt nicht näher identifizierbare Ichnofauna sowie lokale Bioturbation auf.

### 3.7 Mansilla-Formation

*Benennung:* Mansilla-Formation (COLCHEN 1974).

*Ableitung des Namens:* Ortschaft Mansilla in der Nähe des Gatón-Profiles, in dessen Basis die Abfolgen der Mansilla-Formation aufgeschlossen sind.

*Beschreibung:* Massige, bankige rötlich violette Dolomite mit Einschaltungen von wellig geschichteten, vorwiegend grünbraunen Feinklastika. Lokales Auftreten einzelner Karbonatknollen-Lagen in den Feinklastika. Die Mächtigkeit der Mansilla-Formation im Gatón Profil beträgt 43 m. Die Dolomitbänke und Lagen sind fossilfrei.

*Typus-Gebiet:* Nördlich der Ortschaft Mansilla.

*Typus-Profil:* Gatón.

*Referenz-Profil:* In der Sierra de la Demanda nicht aufgeschlossen. Vergleichsprofil Jarque in den Keltiberischen Ketten.

*Bemerkungen:* Die Basis der Mansilla-Formation ist durch das diskordante Auflager von Buntsandstein auf die Dolomite der Formation nicht aufgeschlossen. Der Hangendkontakt ist konkordant zur Azarulla-Formation ausgebildet. Es gibt in dem Profil Ventrosa und den Profilen Urbión und Viniegra (dolomitische Abfolge nicht im Bereich der aufgenommenen Profile) Dolomitvorkommen,

die jedoch in die Abfolgen tektonisch eingeschuppt sind und eine Parallelisierung mit den Dolomiten des Gatón Profils nicht ermöglichen. Mächtigkeitsvergleiche mit Profilen der Mansilla-Formation in den Keltiberischen Ketten lassen auf Grund der hohen Mächtigkeitsschwankung von 10-90 m (LIÑÁN et al. 2002) keine genauere Aussage über die Mächtigkeit der Mansilla-Formation in der Sierra de la Demanda zu.

*Biostratigraphische Parallelisierung:* In der Sierra de la Demanda gibt es keine publizierten Faunenfundamente in den feinklastischen Zwischenlagen der Mansilla-Formation (PALACIOS 1982). In der Mansilla-Formation der Keltiberischen Ketten sind jedoch Trilobiten nachgewiesen worden (z.B. *Paradoxides szdzy*, *Conocoryphe languedocensis*, *Paradoxides asturianus*). Die Stellung der Mansilla-Formation in das obere Leonium und die Parallelisierung mit der Mansilla-Formation der Keltiberischen Ketten geschieht auf Basis lithostratigraphischer Vergleiche und der konkordanten Position im Bezug auf die hangende Azarulla-, bzw. Murero-Formation.

### 3.8 Azarulla-Formation

*Benennung:* Azarulla-Formation (COLCHEN 1974).

*Ableitung des Namens:* Ortschaft Azarulla am Ostufer des Río Oja, ca. 6 km südlich der Ortschaft Ezcaray am Nordrand der Sierra de la Demanda.

*Beschreibung:* Feinklastische Abfolgen (Siltsteine) mit gebänderten Karbonatknollen-Lagen zwischen 1 und 25 cm Mächtigkeit. Die Mächtigkeiten der Schichten variieren und sind oftmals amalgamiert. Charakteristisch ist zudem die auffällig grün-bläuliche Farbe, die auf einen primär hohen Matrixgehalt und eine intensive Chloritauthigenese hindeutet. Die Mächtigkeit der Formation beträgt im Gatón Profil 74 m. In den Abfolgen sind eine Reihe von Trilobiten bestimmt worden (PALACIOS 1982).

*Typus-Gebiet:* Südlich der Ortschaft Ezcaray.

*Typus-Profil:* Weganschnitte im Umfeld der Ortschaft Azarulla.

*Referenz-Profil:* Gatón.

*Bemerkungen:* Sowohl der Liegend- als auch der Hangendkontakt der Formation sind konkordant. Das erste Auftreten von Karbonatknollen-Lagen markiert die Basis der Azarulla-Formation und der deutliche lithologische Wechsel mit dem Auftreten bankiger Mittelsandsteine markiert die Hangengrenze der Formation.

*Biostratigraphische Parallelisierung:* PALACIOS (1982) beschreibt umfassende Faunenfundamente in die-

ser Formation (z.B. *Badulesia tenera*, *Solenopleuropsis cf. ribeiroi*, *Conocoryphe (Conocoryphe) heberti*, *Paradoxides (Eccaparadoxides) rouvillei*, *Riojaia perezii*) anhand derer die Formation in das untere und mittlere Caesaraugustum datiert werden kann. Für die zeitgleiche Murero-Formation der Keltiberischen Ketten geben GOZALO & LIÑÁN (1988) sowie LIÑÁN et al. (1996) eine auf Trilobiten (*Badulesia*, *Pardailhanina* und *Solenopleuropsis*) basierende Subgliederung in 11 Zonen an.

### 3.9 Gatón-Formation

**Benennung:** Gatón-Formation (COLCHEN 1968).

**Ableitung des Namens:** Berg Gatón (1.979 m ü. NN.) nördlich des Mansilla-Stausees.

**Beschreibung:** Abfolgen der Gatón-Formation sind heterolithisch bis feinklastisch und werden als Ablagerungen des Schelfs gedeutet. An der Basis der Formation markieren bankige Mittelsandsteine mit Parallel- und Rinnenschichtung einen deutlichen fazialen Wechsel zur liegenden Azarulla-Formation. Die Gatón-Formation wird hauptsächlich aus wellig geschichteten grünlich grauen Silt- bis Feinsandsteinen aufgebaut, die zum Hangenden in dünnbankige Feinsandlagen mit vereinzelter planarer Schrägschichtung übergehen. Die Mächtigkeit im Najerilla Nord Profil beträgt 170 m. Hangend- und Liegendkontakt sind jedoch gestört, so daß möglicherweise eine größere Mächtigkeit vorliegt. Eine Festlegung der Mächtigkeit ist im Gatón Profil auf Grund von intensivem Schuppenbau ebenfalls nicht möglich. PALACIOS (1982) beschreibt *Planolites* und *Monocraterion* Ichnofauna.

**Typus-Gebiet:** Südliche Sierra San Lorenzo.

**Typus-Profil:** Gatón.

**Referenz-Profil:** Urbión, Najerilla-Nord, Najerilla-Süd.

**Bemerkungen:** Die Basis der Gatón-Formation wird lithofaziell mit dem Ausbleiben von Karbonatknollen-Lagen und dem Auftreten von bankigen Mittelsandsteinen definiert. Die Hangendgrenze der Gatón-Formation ist im Profil Najerilla Süd aufgeschlossen. Sie ist gekennzeichnet durch einen fazialen Wechsel von heterolithischer Sedimentation mit welliger und vereinzelt planarer Schrägschichtung zu massiger Mittel- bis Grobsandsedimentation mit bogiger und trogförmiger Schrägschichtung.

**Biostratigraphische Parallelisierung:** PALACIOS (1982) beschreibt hier *Planolites reticulatus* und *Monocraterion sp.*. COLCHEN (1974) dokumentiert Funde von *Bailiella cf. levyi* in Abfolgen der Gatón-Formation und weist damit frühes Languedocium nach. Vergleichbare Abfolgen der Keltiberischen

Ketten sind in der Acón-Gruppe zusammengefasst, die oberes Caesaraugustum bis Oberkambrium umfasst und nicht weiter differenziert ist.

### 3.10 Viniegra-Formation

**Benennung:** Viniegra-Formation (COLCHEN 1974).

**Ableitung des Namens:** Ortschaften Viniegra de Abajo und Viniegra de Arriba zwischen denen entlang der Landesstraße LR333 das Typus-Profil liegt.

**Beschreibung:** Abfolgen der Viniegra-Formation bilden eine massige Grobsandsteinfazies mit bogiger und trogförmiger Schrägschichtung sowie Feinkonglomerathorizonten und Rinnensedimentation aus. Vereinzelt sind Horizonte feinklastischerer Abfolgen eingeschaltet. Die Sedimente weisen einen deutlich geringeren Matrixgehalt als die Abfolgen der liegenden Gatón-Formation auf. Sie sind, abgesehen von einer Verwitterungskruste, hell gelb bis weißgrau. Die Mächtigkeit der Formation beträgt im Najerilla Süd Profil 360 m. Im Typus-Profil Viniegra sind sowohl Liegend, als auch Hangendkontakt gestört. Die Abfolgen sind fossilreich an Trilobiten, Brachiopoden und Ichnofossilien.

**Typus-Gebiet:** Östliche Sierra de Neila, südliche Sierra de la Demanda.

**Typus-Profil:** Viniegra.

**Referenz-Profil:** Najerilla-Nord, Najerilla-Süd, Urbión, Brieva.

**Bemerkungen:** Die Abgrenzung der Viniegra-Formation von der liegenden Gatón-Formation, als auch von der hangenden Najerilla-Formation erfolgt lithostratigraphisch anhand der Korngröße und der Sedimentstrukturen.

**Biostratigraphische Parallelisierung:** Bioturbation und *Planolites* Ichnofauna sind wesentliche Merkmale der Abfolgen. PALACIOS (1982) beschreibt für die Viniegra-Formation folgende Ichnofauna: *Diplichnites sp.*, *Rusophicus sp.*, *Planolites estriatus*, *Bergaueria sp.*, *Monocraterion sp.* und *Cruciana sp.*. Trilobiten der Art *Solenopleurina Demanda* geben Languedocium Alter und Brachiopoden der Art *Westonia urbiona* zeigen unteres Oberkambrium an (LIÑÁN et al. 2002).

### 3.11 Najerilla-Formation

**Benennung:** Najerilla-Formation (COLCHEN 1974).

**Ableitung des Namens:** Der Verlauf des Río Najerilla schließt in der Demanda-Hauptmulde die vollständigen Abfolgen der Najerilla-Formation auf.

**Beschreibung:** Die Najerilla-Formation besteht vorwiegend aus feinsandigen, dünnbankigen Abfolgen,

die mit feinklastischen heterolithischen Abfolgen wechsellagern. Lokale Ausbildung größerer, mächtiger Sandeinschaltung mit trogförmiger und bogiger Schrägschichtung dokumentieren fazielle Wechsel. Die feinklastischen Bereiche sind vorwiegend wellig bis flasergeschichtet. In den mittleren Abfolgen der Najerilla-Formation dominieren Hummocky-Schrägschichtung und Amalgamierung von einzelnen Bänken zu mächtigen Swaley-Schrägschichtungskörpern. Die Mächtigkeiten variieren auf Grund intensiver Deformation stark. Gesichert kann eine Mächtigkeit von ca. 1000 m angegeben werden, die im Profil Najerilla Nord nahezu vollständig aufgeschlossen ist. Die Farben variieren in Abhängigkeit der Lithologie und reichen von Grau über Braun bis grünlich für matrix- und chloritreiche Gesteine. In den Abfolgen der Najerilla-Formation sind Makro- und Ichnofauna nachgewiesen worden (COLCHEN 1974, PALACIOS 1982, SHERGOLD et al. 1983).

*Typus-Gebiet:* Demanda-Hauptmulde, östliche Sierra de la Demanda zwischen Anguiano und Mansilla.

*Typus-Profil:* Najerilla-Nord, Najerilla-Süd.

*Referenz-Profil:* Brieva, Calamantio, Urbiön.

*Bemerkungen:* Die Abgrenzung der Basis der Najerilla-Formation gegen die Viniegra-Formation geschieht lithofaziell mit dem ersten mächtigen Auftreten feinklastischer wellig geschichteter Abfolgen. Diese Grenze ist sowohl im Najerilla Süd, als auch im Najerilla Nord Profil klar definiert. Das Hangende der Najerilla-Formation grenzt sich in der Sierra de la Demanda ebenfalls lithofaziell mit dem Auftreten mächtiger Mittelsandsteine in Rinnenfazies gegen die Abfolgen der hangenden Brieva-Formation ab.

*Biostratigraphische Parallelisierung:* SHERGOLD et al. (1983) dokumentieren in den Abfolgen der Najerilla-Formation Trilobiten, Echinodermata, Brachiopoden und Ichnofauna und zeigen zwei zeitlich differente Trilobitenvergemeinschaftungen auf. Eine an der Basis der Najerilla-Formation, die Trilobiten der Arten *Maladioidella colcheni* und *Lanyashania felixi* aufweist und oberkambrische Alter anzeigt. Die zweite Vergesellschaftung mit *Pagodia* (*Wittekindtia*) ist vermutlich in das Tremadocium zu stellen (LIÑÁN et al. 2002).

### 3.12 Brieva-Formation

*Benennung:* Brieva-Formation (COLCHEN 1974).

*Ableitung des Namens:* An der Verbindungsstraße vom Najerilla-Tal (LR113) zur Ortschaft Brieva de Cameros (LR332) sind die Abfolgen der Brieva-

Formation im Kern der Demanda-Hauptmulde aufgeschlossen.

*Beschreibung:* Die Abfolgen der Brieva-Formation bestehen aus hellen, weißlich-silbrigen massigen und bankigen Mittelsandsteinen mit Großrippel-schrägschichtung, Rinnensedimentation und lokal trögförmiger Schrägschichtung. Im Profil sind sie morphologisch als Härtlinge zu identifizieren. Ihre Mächtigkeit kann im Brieva Profil mit mindestens 130 m angegeben werden. Im Najerilla Nord und Süd Profil ist die Mächtigkeitsbestimmung auf Grund der Aufschlußverhältnisse der Brieva-Formation im Muldenkern der Demanda-Hauptmulde und damit verbundener intensiver Faltung ungenau. COLCHEN (1974) beschreibt Reste schlecht konserviert Faunenfunde von Trilobiten und linguliden Brachiopoden.

*Typus-Gebiet:* Kern der Demanda-Hauptmulde.

*Typus-Profil:* Brieva

*Referenz-Profil:* Najerilla-Nord, Najerilla-Süd.

*Bemerkungen:* Die Abgrenzung zur liegenden Najerilla-Formation erfolgte bereits durch COLCHEN (1974) auf Grund der lithologisch-faziellen Ausbildung dieser Einheit. Im Kern der Demanda-Hauptmulde wies er einen konglomeratischen Horizont nach (Necutiu-Konglomerat) mit der er die Basis des Ordoviziums markierte.

*Biostratigraphische Parallelisierung:* Auf Grund fehlender datierbarer Fauna ist die biostratigraphische Gliederung problematisch. Die Formation wird nach COLCHEN (1974) ins Tremadocium gestellt.

## 4 Lithofaziesanalyse

Ein aktives Ablagerungssystem (depositional environment) besteht aus einer Familie zugehöriger Ablagerungsräume. Jedes Environment wird durch spezifische genetische Fazies repräsentiert (GALLOWAY & HOBDAI 1996). Die genetische Fazies ist dabei als elementarer Baustein von Ablagerungsräumen und Ablagerungssystemen zu verstehen. Zur Abgrenzung genetischer Fazies gibt es keine allgemein gültigen Empfehlungen. Sie muss vielmehr als Klassifizierung und Differenzierung von Ablagerungsräumen verstanden werden. Diese können je nach Datenverfügbarkeit, Art des Ablagerungssystems und der Fragestellung stark unterschiedlich sein. Prinzipiell wird genetische Fazies jedoch aus Lithofaziestypen aufgebaut, die Informationen über textuelle (z.B. Korngröße), kompositionelle (z.B. Modalbestand), strukturelle (z.B. Schichtung) und weitere Parameter enthält. Lithofazies ist weitestgehend deskriptiv (z.B. massive, gravelly sandstone facies), während genetische Fazies interpretativ (z.B. turbidite channel-fill facies) ist (GALLOWAY & HOBDAI 1996).

Die Abfolgen des Kambriums der Sierra de la Demanda sind lithofaziell untersucht worden. Im folgenden sind die identifizierten Lithofaziestypen gruppiert nach Korngrößenklassen und der Häufigkeit ihres Auftretens beschrieben (Abb. 4-13). Ergänzende petrographische Untersuchungen (REM/EDX, RDA) sind in die jeweiligen Kapitel integriert. Die Nomenklatur der Lithofazies definiert sich dreigliedrig in i) Lithofaziestyp, ii) Sedimentstrukturen und iii) Lithologie (Tab. 4-1, Tab. 4-2).

### 4.1 Konglomerat-Lithofazies

Ein Sediment, welches zu über 50% aus Geröllen, d.h. rundlichen Mineral- oder Gesteinsbruchstücken von mehr als 2 mm Durchmesser besteht, wird als „Kies“ (oder „Schotter“) bezeichnet, in verfestigtem Zustand als „Konglomerat“ (FÜCHTBAUER et al. 1988). Grundsätzlich wird kompositionell zwischen zwei Typen unterschieden i) Orthokonglomerate = klastengestützt oder gestützt durch eine sandige Matrix und ii) Parakonglomerate = matrixgestützt durch eine vorwiegend tonige Matrix (z.B. Diamiktite). Dieser Definition wird im folgenden weitestgehend entsprochen. Die Matrix der Parakonglomerate umfasst das Korngrößenspektrum vom Ton bis zum Feinsand. Die Ansprache und Namensgebung erfolgt entsprechend des wesentlichen Differenzierungskriteriums in klastengestützte und matrixgestützte Konglomerate. Die Korngrößen der Konglomerate in die nicht DIN-konformen Korngrößenklassen Grob (> 2 cm), Mittel (1-2 cm) und

Tab. 4-1: Nomenklatur zu Lithofaziestypen.

Tab. 4-1: Nomenclature of lithological facies.

Lithofacies	Structure	Lithology
G Conglomerate facies	C clast supported	carb carbonate
C Carbonate facies	Do dolomite	f fine sand
H Heterolithic facies	E even bedding	m middle sand
S Sandstone facies	F festoon cross bedding	u silt
CL Claystone facies	FL flaser lamination	
	H hummocky cross stratification	
	L lenticular bedding	
	M matrix supported	
	Mas massive	
	MR large scale ripples	
	P planar cross bedding	
	S small scale ripple bedding	
	T trough cross bedding	
	W wavy lamination	

Fein (< 1 cm) eingeteilt worden.

#### 4.1.1 Interngeschichtete matrixgestützte Grobkonglomerate - Lithofazies GMc

• *Makroskopische Beschreibung:* Diese Fazies besteht aus gut sortierten und mäßig klassierten bankigen Quarzkonglomeraten. Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen 0,5 und 2,0 m (Abb. 4-3/a). Die Schichten bilden scharfe Hangendkontakte aus. Die Liegendkontakte können vereinzelt erosiv sein. Intern sind die Bänke invers gradiert bei vorwiegend parallel geschichteten Kieslagen von maximal 5° Neigung. Die inverse Gradierung beruht auf einer Abnahme des Matrixgehaltes zum Top der Bank. Bankinterne Übergänge von inverser zu normaler Gradierung und umgekehrt treten auf. In einigen Bänken sind 2 bis 3 Gradierungszyklen ausgebildet. Lateral lassen sich die Bänke über einige m bis 10er m verfolgen. Vereinzelt sind Rinnen bis zu einer Länge von 5 m ohne klare Internstrukturen ausgebildet.

• *Petrographie:* Die Konglomerate sind monomikte bis oligomikte Quarzkonglomerate (85%). Lithoklasten sind fast ausschließlich Polyquarze (10%) von Konglomeraten und Grobsandsteinen und einigen wenigen Kieselgesteinen und Turmalin-Quarz-Apatit-Geröllen (Abb. 4-3/b und Abb. 4-2/d). Mikrosondenanalysen dieser Gerölle ergaben für die Turmaline vermutlich metasomatisch gebildete Schörl-Elbaite (mündl. Mitt. A. P. WILLNER, Ruhr Universität Bochum). Die Minerale sind relativ einheitlich, optisch stark zoniert mit teilweise oszillierendem Zonarbau und für Schörl typisch blauen Kernen mit geraden Wachstumsflächen. Die Korngrößen innerhalb der Lithofazies GMc variieren stark zwischen 0,5 und 15 cm (Abb. 4-2/a). Die Quarzklasten sind dabei gut bis sehr gut gerundet, die Lithoklasten sind vorwiegend länglich. Ihre Orientierung ist vorwiegend horizontal mit vereinzelt vertikalen Klasten. Die Matrix umfasst Korngrößen von Ton bis Mittelsand mit einem Korngrößenmaximum im Feinsand. Authigen gebil-

Tab. 4-2: Zusammenstellung der Lithofaziestypen mit Lithologie, Textur, Struktur und Prozessinterpretation.  
 Tab. 4-2: Summary of lithofacies types with lithology, texture, structure and process interpretation.

Lithofacies	Description	Lithology and texture	Sedimentary structures	Process interpretation
<b>GMc</b>	bedded matrix supported	quartz conglomerates	invers graded beds	cohesive debris flow
	coarse conglomerate	good rounding, good sorting	sharp based	
		good classification, matrix supported		<b>alluvial fan</b>
<b>GCc</b>	massive clast supported	quartz conglomerates	channel sedimentation	hyperconcentrated
	coarse conglomerates	good rounding, good sorting	locally imbrications	sheet floods
		clast supported		<b>alluvial fan</b>
<b>GMm</b>	bedded matrix supported	quartz conglomerates	no bedding	cohesive debris flows
	middle conglomerates	moderate sorting	locally invers graded	
		matrix supported		<b>alluvial fan</b>
<b>GCMf</b>	clast to matrix supported	quartz conglomerates	scour marks / erosion	strong unidirectional flow
	fine conglomerates	very good sorting	extraclasts	
		clast supported	large planar cross bedding	<b>alluvial fan / foreshore</b>
<b>STfm</b>	trough cross bedded	fine- to middle quartz sandstones	trough cross bedding	strong unidirectional flow
	fine- to middle sandstones	good sorted to moderate sorted	normal graded beds	<b>stable longshore currents</b>
				<b>upper shoreface</b>
<b>SFfm</b>	festoon cross bedded	quartz sandstones (> 85 % Qz)	concave to tangential	moderate unidirectional flow
	fine- to middle sandstones	good sorted	festoon cross bedding	combined flow?
		clast supported		<b>foreshore / upper shoreface</b>
<b>SPfm</b>	planar cross bedded	sandstones with feldspar and lithoclasts	planar cross bedding	moderate unidirectional flow
	fine- to middle sandstones	moderate sorting	angle of cross bedding varies	combined flow?
		clast supported	from 3° to 45°	<b>shoreface / foreshore</b>
<b>SWFLf</b>	wavy- to flaser bedded	sandstones with feldspar and lithoclasts	wavy and flaser bedding	waning flow
	fine sandstones	poor sorting	small scale ripples	weak oscillatory wave influence
		clast and matrix supported	locally herringbone cross bedding	<b>tidal flat / (foreshore)</b>
<b>SEf</b>	even parallel bedded to laminated	quartz sandstones (> 85 % Qz)	even parallel bedding	strong unidirectional flow
	fine sandstones	good sorted	low angle planar cross bedding	upper flow regime
		clast supported	locally transition to HCS	<b>foreshore / basal storm beds</b>
<b>SHf</b>	hummocky cross stratified	quartz sandstones (> 80 % Qz)	HCS cross stratification	strong unidirectional flow
	fine sandstones	good sorted	abundant SCS amalgamation	strong oscillatory wave influence
		clast supported		<b>shoreface storm beds</b>
<b>SMRfm</b>	megaripple cross bedded	sandstones with feldspar and lithoclasts	megaripple cross stratification	moderate unidirectional flow
	fine- to middle sandstones	moderate sorting	planar to festoon cross bedding	moderate oscillatory wave infl.
		clast supported	normal graded beds	<b>longshore currents / u. shoref.</b>
<b>SSfm</b>	small scale cross bedded	sandstones with feldspar and lithoclasts	small scale cross bedding	waning flow
	fine- to middle sandstones	good to moderate sorting	locally trough cross bedding	weak oscillatory wave influence
		clast supported		<b>foreshore / intertidal</b>
<b>SPFc</b>	planar- to trough cross bedded	quartz sandstones with feldspar (< 10 %)	planar to festoon cross bedding	strong unidirectional flow
	coarse sandstones	good to moderate sorting	locally channel sedimentation	strong oscillatory wave influence
		clast supported		<b>upper shoreface / foreshore</b>
<b>STc</b>	trough cross bedded	coarse quartz sandstones	trough cross bedding	strong unidirectional flow
	coarse sandstones	good sorted to moderate sorted	normal graded beds	<b>stable longshore currents</b>
		clast supported		<b>upper shoreface / foreshore</b>
<b>HFLuf</b>	flaser bedded	subarkosic sandstones / sublitharenites	flaser bedding	low energy current
	silt- to fine sandstones	moderate sorting	locally small scale cross bedding	low energy oscillatory wave infl.
		matrix supported	bioturbation	<b>middle- to upper shoreface</b>
<b>HWLuf</b>	wavy- to lenticular bedded	siltstones with < 10 % fine sand	wavy and lenticular bedding	very low energy
	silt- to fine sandstones	moderate sorting	locally distal storm sand layer	sedimentation from suspension
		matrix supported		<b>lo. shoref. / shoref.-shelf trans.</b>
<b>HWcarb</b>	wavy bedded siltstones	siltstones with 0-10 % carbonate nodules	wavy bedding	sedimentation from suspension
	with noduled carbonate layers	moderate sorting	boudinage of carbonate nodules	low carbonate precipitation
		micritic carbonate nodules		<b>shoref.-shelf transition / shelf</b>
<b>CL</b>	claystone lithofacies	illite to chlorite claystone	no bedding	hemipelagic sedimentation
			intense deformation	
				<b>shoref.-shelf transition / shelf</b>
<b>CDoMas</b>	massive dolomites	recrystallized dolomite	massive	platform carbonates
			intercalated rocks with small scale	above wave base
			ripple cross bedding	<b>lower shoreface - shelf</b>
<b>CDoWcarb</b>	wavy bedded	siltstone and carbonate (~ 50 %)	wavy bedding due to nodules	very low energy / mod. carb. prod.
	dolomites and carbonates	noduled carbonates	boudinage of carbonate nodules	sedimentation from suspension
				<b>lo. shoref. / shoref.-shelf trans.</b>

dete Chlorite (Abb. 4-2/b) und Muskovite sind dominierende diagenetische Mineralphasen. Ihre sigmoidalen Verbiegungen zwischen den Quarzklasten zeigen die Scherbeanspruchung des Gesteins in Folge der varistischen Orogenese an. Die Ausbildung eines mylonitischen Schergefüges (S-/C-Scherflächengefüge) ist in Ansätzen zu erkennen.

- *Vorkommen:* Untere Abfolgen und vereinzelte Lagen im oberen Bereich der Anguiano-Formation.

- *Interpretation:* Auf Grund der textuellen Charakteristika der Lithofacies GMc werden diese Gesteine als Ablagerung in einem Massestrom (debris flow) gedeutet. Ursache der inversen Gradierung ist eine starke Kohäsion eines hochdichten Massestroms, bei dem zusätzlich durch den Auftrieb von Porenwässern (buoyancy) und damit einer Zunahme

der Viskosität ein Absinken der Grobklasten verhindert wurde. Die interne Schichtigkeit ist auf eine zeitweise Verminderung der wirkenden Scherkräfte (i.d.R. wirkt die Hangabtriebskraft) zurückzuführen (COLLINSON 1996). Ablagerungsgeometrien lassen sich im Aufschluß nicht identifizieren. Es ist jedoch aus dem Kontext anzunehmen, daß es sich um ein alluviales Fächerkonglomerat handelt.

#### 4.1.2 Ungeschichtete klastengestützte Grobkonglomerate - Lithofazies GCc

- *Makroskopische Beschreibung:* Die Fazies GCc besteht aus hellen sehr gut sortierten und gut klas-sierten bankigen Quarzkonglomeraten. Die Bank-mächtigkeiten variieren zwischen 1 m und 3 m (Abb. 4-3/a), vereinzelt treten sie geringmächtiger

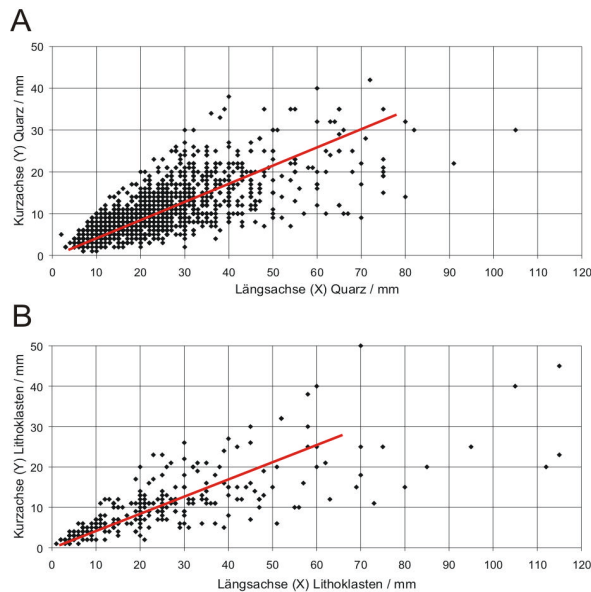


Abb. 4-1: Kornachsenvermessung von Quarzgeröllen in Konglomeraten der Anguiano-Fm.; Quarz, n=1.496 (A); Lithoklasten, n=266 (B).

Fig. 4-1: Grain axis measurements in conglomerates of Anguiano-Fm; quartz n=1.496 (A); lithoclasts, n=266 (B).

mit 0,5 m bis 0,7 m auf. Die Mächtigkeiten variieren wenig. Einige flache Rinnen treten in Bereichen reduzierter Korngröße auf. Rinnen grobklastischer Konglomerate sind auf Grund ihrer Dimension im Aufschluß nicht identifizierbar. Die Hangend- und Liegendkontakte sind uneben und oftmals schwer zu definieren, da die Bänke vereinzelt amalgamiert sind. Intern sind die Klasten der Bänke ungeschichtet, lokal tritt jedoch eine Einregelung länglicher und plattiger Klasten parallel zur Bankfläche auf. Irreguläre interne Erosionsflächen differenzieren damit eine Abfolge individueller Sedimentationsvorgänge, die lateral innerhalb der Bank nicht verfolgbar sind. Imbrikationen sind an 2 etwas feinkörnigeren Bänken beobachtet worden. Bereiche geringerer Korngröße (> 1 cm) treten unregelmäßig auf und vermitteln den Eindruck eines ungeschichteten Sediments.

• **Petrographie:** Die Konglomerate sind monomikte Quarzkonglomerate mit Quarzklasten von bis zu 12 cm. Lithoklasten sind vorwiegend Polyquarze, Cherts und Turmalin-Quarz-Apatit-Gerölle, die von Grobsand bis zu einer maximalen Klastengröße von 10 cm auftreten (Abb. 4-2/c). Das Hauptkorngrößenspektrum variiert zwischen 1 und maximal 3 cm. Kornachsenvermessungen der Längs- und Kurzsachsen von Quarz- und Lithoklasten ergeben ein Achsenverhältnis von 2,493 für Quarz und 2,593 für Lithoklasten (Abb. 4-1). Die vergleichbaren Achsenverhältnisse für die Lithoklasten sind auf den

hohen Anteil von Polyquarzen zurückzuführen. Die Matrix ist gröber als bei Lithofazies GMC und umfaßt Mittelsand bis Feinkies. Gegenüber Lithofazies GMC ist der Anteil authigener Chlorite geringer, der Anteil der Muscovite hingegen ist gleich.

• **Vorkommen:** Konzentriertes Auftreten in den mittleren und vereinzelt in den unteren Abfolgen der Anguiano-Formation.

• **Interpretation:** Auf Grund der Korngrößen, Texturen und der auftretenden Rinnensedimentation wird die Lithofazies GCc als Ergebnis hyperkonzentrierter Schichtflutsedimentation mit Rinnensedimentation in flachen Strömungen interpretiert. Das textuelle Gefüge wird in Anlehnung an RASMUSSEN (2000), der eine vergleichbare Fazies aus alluvialen Sedimenten des Sant Llorenç del Munt-Fächersystems beschreibt, als hyperkonzentrierter Sedimentstrom gedeutet. Hyperkonzentrierte Sedimentströme sind intermediäre Ströme zwischen regulären fluvialen Strömen mit nicht mehr als 40 Gew.% Sediment und Masseströmen (debris flows) mit über 80 Gew.% Sediment (NEMEC & STEEL 1984). Die Stapelung mehrerer Bänke mit Lithofazies GCc deutet auf eine Periode intensiver Schichtflutereignisse hin. Voraussetzung für die Bildung dieser monomikten Quarzkonglomerate setzt die Verfügbarkeit hochreifer Quarzklasten voraus, die möglicherweise in isolierten paläogeographischen Depressionen durch fluviatile oder flachmarine Prozesse aufbereitet wurden. Für eine Mobilisierung solcher instabiler Kiese ist lediglich eine ausreichende Menge Wasser notwendig (READING & COLLINSON 1996). WENT (2005) beschreibt vergleichbare Sedimente als alluviale Fanablagerungen im Bereich aktiver Sedimentationsloben, deren Bildung mit heutigen Fächerablagerungen arider Regionen vergleichbar ist.

#### 4.1.3 Bankige matrixgestützte Mittelkonglomerate - Lithofazies GMm

• **Makroskopische Beschreibung:** Diese Lithofazies besteht aus gut bis mäßig sortierten und klassierten Quarzkonglomeraten. Die Einheiten sind gut gebankt und lassen sich auf Grund ihrer Texturen und Strukturen in 2 Subtypen gliedern: i) massige Bänke mit Mächtigkeiten von 0,8 bis 3,0 m ohne Internstrukturen, jedoch mit lokaler inverser Gradiierung und unregelmäßiger Grobklastenverteilung und ii) bankige Abfolgen mit Mächtigkeiten von 0,3 bis 1,2 m, lokaler trogförmiger oder planarer Schrägschichtung und zwischengeschalteten Feinsandlagen. In Lithofaziestyp ii) wechseln vereinzelt Abfolgen normal und invers gradiert ab (Abb. 4-3/c, d). Beide Subfaziestypen treten als flä-



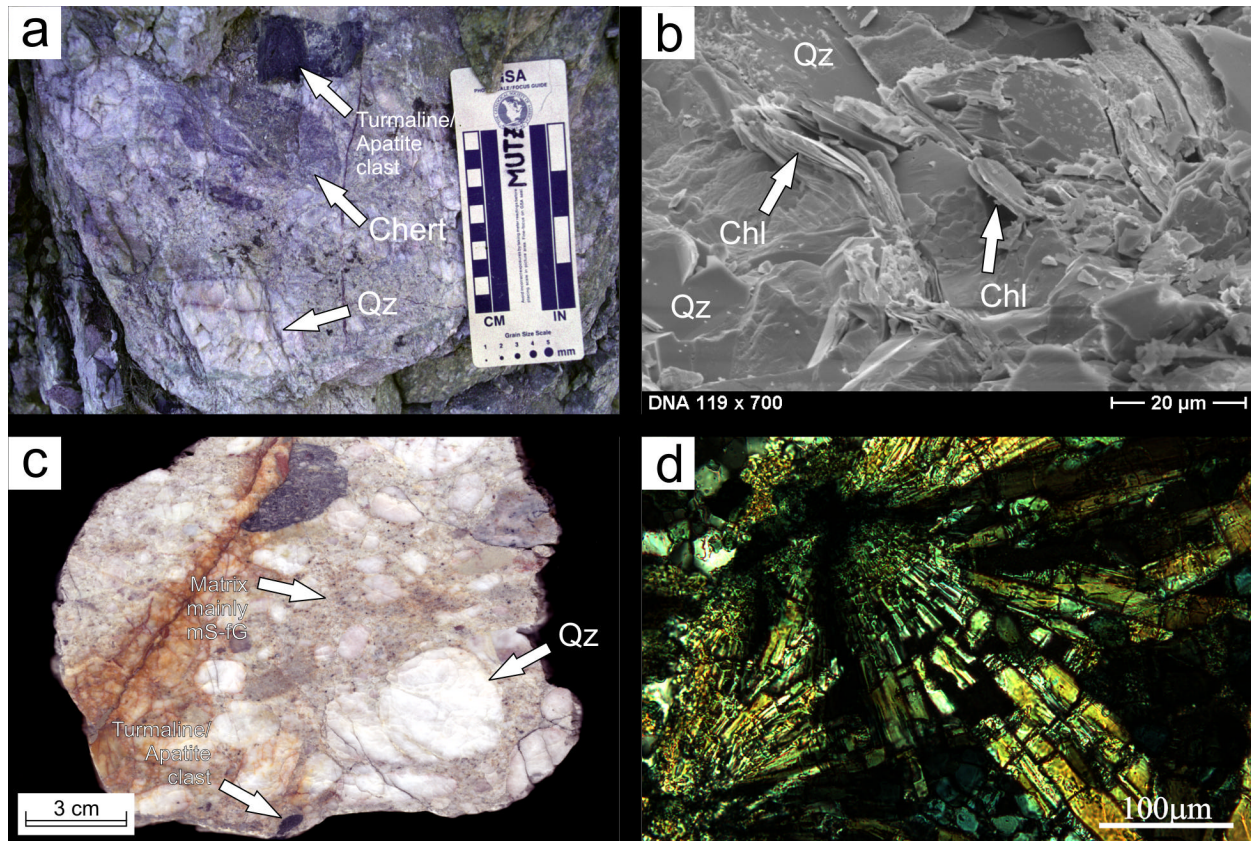


Abb. 4-2: Petrographische Charakteristika der Konglomeratfazies: a) Quarz- (Qz), Kieselgestein- (Chert) und Turmalin-Apatit-Klasten in Lithofazies GMc, b) authigene Chlorite (Chl) und klastische Quarzkörner in Lithofazies GMc (REM), c) Textur von Lithofazies GCc mit mittelsandiger (ms) bis feinkiesiger (fg) Matrix, polierte Probe DNA106, d) radialstrahlige Gruppierungen („Turmalinsonnen“) von nadeligem Turmalin in Probe DNA147b.

Fig. 4-2: Petrographic characteristics of the conglomerate facies: a) quartz- (Qz), chert- and tourmaline-apatite-clasts in lithofacies GMc, b) authigenic chlorite (Chl) and clastic quartz grains in lithofacies GMc (SEM), c) texture of lithofacies GCc with matrix of middlesand (ms) and finegravel (fg), polished sample DNA106, d) radial alignment („tourmalinesuns“) of needle-tourmaline in sample DNA147b.

chige Konglomeratbänke mit geringer lateraler Mächtigkeitsänderung auf. Die Schichtkontakte sind planar mit vereinzelt basalen Erosionsflächen.

- **Petrographie:** Die Konglomerate sind oligomiktische Quarzkonglomerate mit einer polymikteren Zusammensetzung als GMc. Hauptphasen sind gut gerundete Quarzklasten und Polyquarze. Die Korngrößen variieren zwischen 0,5 und 2 cm. Zugerundete längliche und isometrische Turmalin-Quarz-Apatit-Klasten sind in Bänken des mittleren Abschnitts der Anguiano-Formation enthalten. Der Matrixanteil ist in Subtyp i) hoch (>20%) und besteht vorwiegend aus Feinsand und Schluff/Ton, vergleichbar mit GMc. In Bänken des Typs i) mit inverser Gradierung nimmt der Matrixgehalt zum Hangenden hin ab. Planar schrägschichtete Bänke des Subtyps ii) haben einen Matrixanteil von ca. 10% und sind gut klassiert.

- **Vorkommen:** An der Basis, im mittleren Ab-

schnitt und im Hangenden der Anguiano-Formation.

- **Interpretation:** Die flächige, unkanalisierte Ausbildung, die geringe basale Erosion und die unorganisierte Verteilung der Klasten im Gestein deuten auf einen Massenstrom hin. Auf Grund des hohen Matrixanteils und der feinklastischen Matrix werden die Abfolgen des Subtyps i) der Lithofazies GMm als kohäsive Masseströme (debris flows) interpretiert. In derartigen Strömen werden die größeren Klasten hauptsächlich durch den Auftrieb der Porenwässer (buoyancy) und Kohäsion im Sediment-Wasser Gemisch getragen. Wie auch Lithofazies GMc wird Lithofazies GMm durch Bildung in alluvialen Fächerkonglomeraten gedeutet, wobei die laterale Verteilung und Begrenzung vermutlich noch von einem Paläorelief gesteuert wird. Der Subtyp ii) hingegen wird auf Grund trogförmiger und planarer Schrägschichtung und geringeren Matrixgehalts als Sediment aus einer laminar fließenden



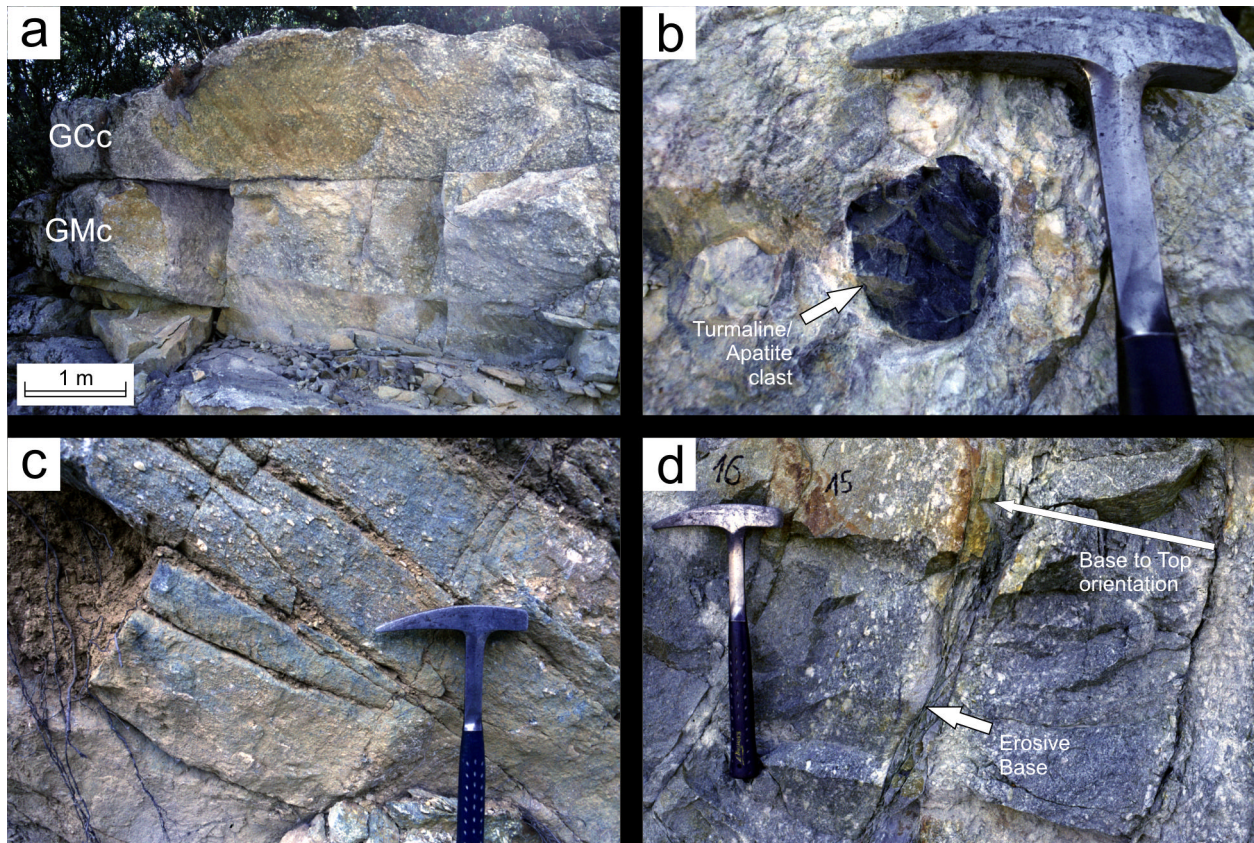


Abb. 4-3: Konglomerat-Lithofazies der Anguiano-Formation, Profil Najerilla Nord: a) Bänke von Lithofazies GMc und GCc wechseln sich ab, b) gut gerundete Turmalin-Quarz-Apatit-Klasten in Lithofazies GMc, c) dünnbankige Ausbildung von Lithofazies GMm, d) invers und normal gradierte Bänke in GMm mit feinklastischen Zwischenlagen und erosiver Basis (Pfeil).

Fig. 4-3: Conglomerate lithofacies of the Anguiano-Formation, Najerilla North section: a) Alternating beds of lithofacies GMc and GCc, b) well rounded tourmaline-quartz-apatite clast in lithofacies GMc, c) thinly bedded development of lithofacies GMm, d) inverse to normaly graded beds in GMm with fine grained intercalations and erosive base (arrow).

Strömung geringerer Dichte als bei Subtyp i) interpretiert. Das Auftreten von Subtyp ii) im Hangenden der Anguiano-Formation und die Einschaltung von Feinsandlagen deutet auf einen veränderten Gradienten hin. Möglicherweise zeigt sich damit in den hangenden Abfolgen der Anguiano-Formation bereits ein stärkerer mariner Einfluß.

#### 4.1.4 Klastengestützte bis matrixgestützte Feinkonglomerate - Lithofazies GCMf

• *Makroskopische Beschreibung:* Bei der Lithofazies GCMf handelt es sich um Feinkonglomerate, die in ihrer Korngrößenzusammensetzung bis zu Mittel- bis Grobsandsteinbänken mit variablem Klastenanteil von 30-80% > 2 mm variieren können. Die Bänke bilden mächtige, morphologisch markante Abfolgen aus. Sie sind mit den Lithofaziestypen STc und den gröberklastischen Abfolgen von SFfm assoziiert. Die Basis der Bänke können lokal bis zu 10 cm tiefe Erosionskolke aufweisen. Findet Sedimentation dieser Bänke auf feinerklastischen,

z.T. konsolidierten Sediment statt, kommt es zur Ausbildung von Aufarbeitungshorizonten mit Extraklasten von bis zu 15 cm Kantenlänge. Die Schichtoberseiten sind in der Regel eben. Zwei unterschiedliche Typen interner Strukturen sind zu differenzieren: i) ungeschichtet, massig und ii) normal gradiert mit Kieslagen von Korngrößen bis zu 1 cm. Gelegentlich treten einzelne Kieslagen mit Korngrößen von bis zu 0,5 cm am Top der Bänke auf. Die Klasten sind dabei gut gerundete Quarze und einzelne gerundete Lithoklasten. In den Abfolgen des Profils Arroyo de Roñas ist bogige Schrägschichtung ausgebildet, die sowohl tangential als auch konkav sein kann.

• *Petrographie:* Die Konglomerate sind monomikt Quarzkonglomerate, die zu über 95% aus Quarz bestehen, wobei die Quarze bis zu 50% aus poly-mikten Quarzgeröllen bestehen. Wenige gut gerundete Chert-Lithoklasten treten vorwiegend in den basalen grobkörnigen Lagen auf. Die Matrix besteht fast ausschließlich aus Quarz. Kathodolumines-

zenz-Aufnahmen lassen eine intensive diagenetische Quarzauthigenese erkennen, die z.T. über 10% der Gesamtkornfläche ausmacht. In feinkörnigeren Ausbildungen ist die siltig-tonige Matrix diagenetisch in dispers verteilten Muscovit (Serizit) umgewandelt. Der Porenraum ist vollständig reduziert.

- *Vorkommen*: Hangende Abfolgen der Puntón-Formation in den Profilen Barbadillos und Arroyo de Roñas.

- *Interpretation*: Die massigen feinkonglomeratischen bis grobsandigen Bänke werden als Ablagerungen unidirektionaler Strömungen höherer Energie gedeutet. Gradierte Schichten zeichnen dabei mit Kieslagen die Reaktivierungsflächen 1. Ordnung (bottom set laminae) an der Basis großer Schrägschichtungskörper (foresets) nach. Die beobachteten Erosionskolke können zum Einen durch primäre Erosion im Zusammenhang mit der Schüttung feinkiesiger Lagen gedeutet werden. Zum Anderen erklären REINECK & SINGH (1980) diese Strukturen als Sedimentation auf ein Paläorelief der liegenden Schicht. Erzeugt wird dies durch Erosionsrippeln, bei denen durch Strömung ein Nettoabtransport des Materials die Ausbildung von internen Schrägschichtungslaminae verhinderte.

## 4.2 Sandstein-Lithofazies

Sandstein-Lithofaziestypen sind nach Korngrößen und Sedimentstrukturen gegliedert (Tab. 4-1). Die Korngrößenklassifizierung erfolgt dabei nach DIN 4022. Der häufigste Gesteinstyp in den Abfolgen der Sierra de la Demanda sind Sandsteine, die mit wechselnden Anteilen eingeschalteter Feinklastika kontinuierlich in heterolithische Lithofaziestypen übergehen. Ursache dafür ist hauptsächlich die Proximalität der Sedimentationsräume, deren Ausbildung eine direkte Folge des relativen Meeresspiegelstandes ist. Die lithofazielle Gliederung der Sandsteine erfolgt auf Basis ihrer genetisch bedingten Sedimentstrukturen. Sekundäres Kriterium ist die Korngröße. Die Lithofaziestypen sind nach der Häufigkeit ihres Auftretens beschrieben. Porositätsmessungen aller sandigen Lithofaziestypen in der Sierra de la Demanda ergaben eine durchschnittliche Porosität von 0,5 % bei einer Standardabweichung von 0,41.

### 4.2.1 Trogförmig schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies STfm

- *Makroskopische Beschreibung*: Diese Lithofazies besteht aus bankigen, trogförmig schräggeschichteten Fein- bis Mittelsandsteinen. Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen 0,2 und 1,0 m, vereinzelt

auch bis 1,5 m. Sie können lokal amalgamiert in bis zu 10 m mächtigen Abfolgen auftreten. Trogförmige Schrägschichtung ist mit mäßig steilen Winkeln von maximal 40° ausgebildet. Die Amplituden der einzelnen Tröge können bis zur Mächtigkeit der Bank reichen. Häufig sind jedoch 2 bis 5 Troglagen innerhalb einer Bank ausgebildet. Die Wellenlängen variieren zwischen 0,3 und 3,0 m. Die Reaktivierungsflächen 2. Ordnung (Trogflächen) werden gelegentlich durch gröberklastische Lagen nachgezeichnet, die innerhalb eines Troges von Mittelsand zu Feinsand gradieren. Schichtkontakte sind an der Basis oft erosiv. Die Hangendkontakte sind selten vollständig ausgebildet. In feinklastischen Bereichen der Najerilla-Formation treten parallel bis flach planar schräggeschichtete siltige Zwischenlagen auf. Häufig sind zungenförmige Rippeln (Abb. 4-9/c).

- *Petrographie*: Petrographisch lassen sich zwei Sublithofaziestypen unterscheiden: i) gut klassierte und gut sortierte Fein- bis Mittelsandsteine und ii) schlecht klassierte und mäßig sortierte Feinsandsteine (Abb. 4-5/a). Die Klasten bestehen dabei bis zu 70 % aus Quarz und Polyquarz. Feldspäte, vorwiegend Mikrokline, sind in stark wechselnden Anteilen vorhanden. Der Volumenanteil der Lithoklasten in Subfaziestyp ii) beträgt bis zu 40 %, wobei die Zusammensetzung sehr variabel ist. Der Matrixgehalt in Subfaziestyp ii) kann bis zu 20 % betragen und ist teilweise chloritisiert. In Subfaziestyp i) hingegen tritt vorwiegend eine Serizitisierung und Quarzauthigenese auf.

- *Vorkommen*: Diese Lithofazies beschränkt sich auf die Puntón- und Viniegra-Formation, sowie einige Bereichen der Najerilla-Formation.

- *Interpretation*: Die Ausbildung einer trogförmigen Schrägschichtung, in Bänken von mehreren Trogzyklen amalgamiert, wird interpretiert als Ablagerung einer hochenergetischen küstennahen unidirektionalen Strömung oberhalb der Schönwetter-Wellenbasis. LEEDER (1998) merkt, entgegen der klassischen Einteilung der Schrägschichtungskörper in niedrig- und hochenergetische Bildungen dazu an, daß geradlinige und gebogene Schrägschichtungskörper metastabile Phasen sind und bei konstant über längere Zeiträume einwirkender unidirektionaler Strömung trögförmige Schrägschichtungen ausbilden. Er bezieht sich dabei auf Versuche in Strömungskanälen. Damit ließen sich die aggradierenden Abfolgen trogförmiger Schrägschichtungspakete in der Viniegra- und Puntón-Formation als küstennahe Bildungen der oberen Shoreface-Zone im Übergang zum Foreshore-Bereich interpretieren, die von küstennahen parallelen



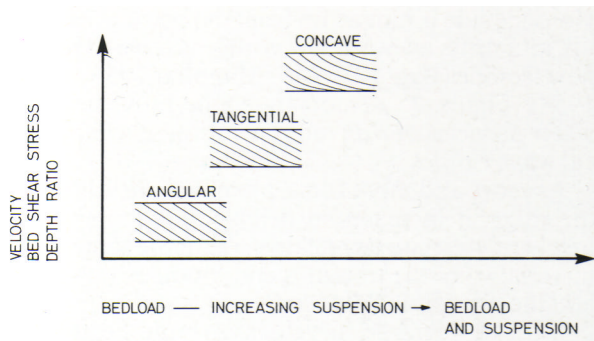


Abb. 4-4: Form von Schrägschichtungskörpern in Abhängigkeit von Sedimenttyp, Strömungsgeschwindigkeit, Wassertiefe und Scherstress (REINECK & SINGH 1980).

Fig. 4-4: Form of foresets in dependence of sediment type, stream velocity, water depth and shear stress (REINECK & SINGH 1980).

Strömungen (longshorecurrents) gebildet wurden. Die feinklastischere Ausbildung von Lithofazies STfm weist, mit eingeschalteten Siltlagen, auf eine distalere Position, möglicherweise die mittlere Shoreface-Zone oder einen tidalen Einfluß hin. Letzteres kann nicht eindeutig nachgewiesen werden.

#### 4.2.2 Bogig schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies SFfm

• *Makroskopische Beschreibung:* Bogig schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine der Lithofazies SFfm zeichnen sich durch konkave (Abb. 4-4) und tangentiale Schrägschichtungskörper (foresets) aus. Die Ausbildung der Schrägschichtung variiert zwischen schwach konkaven (Abb. 4-5/b) und tangentialen Formen. Sowohl Basis als auch Top der Bänke (Reaktivierungsflächen 1. Ordnung) sind scharf und ohne basale Erosion. Die Bankmächtigkeiten reichen von 0,2 m bis ca. 1,2 m, wobei sie sukzessive zum Hangenden an Mächtigkeit zunehmen. Abfolgen der Lithofazies SFfm sind in der Puntón-, Viniegra- und Najerilla-Formation ausschließlich sandig ausgebildet. Hingegen ist die Fazies in der Gatón- und Najerilla-Formation im teilweisen Wechsel mit feinklastischen, vorwiegend wellig geschichteten Zwischenlagen ausgebildet. Die Identifizierung von Schrägschichtungs laminar ist in Bänken sehr guter Klassierung auf Grund des fehlenden Korngrößengradienten der Laminar oftmals nur schwer möglich.

• *Petrographie:* Diese Lithofazies wird dominiert von reifen Quarzsandsteinen. Sie sind gut sortiert und klassiert und bestehen vorwiegend aus Quarzklasten (>85%) sowie untergeordnet Feldspat (max. 15%) und Lithoklasten. Im Übergang zu distalerer Sedimentation werden die Gesteine unreifer und

sind dementsprechend schlechter sortiert und klassiert. Die grobklastischen Bänke dieser Lithofazies weisen ein korngestütztes Gefüge mit gut gerundeten Quarzklasten auf, das nahezu matrixfrei ist. Die initiale Porosität ist durch Kompaktion und Quarzauthigenese reduziert. Die Porositäten dieser Lithofazies betragen 0,5%.

• *Vorkommen:* Grobklastische Ausbildungen dieser Lithofazies beschränken sich auf die Puntón- und Viniegra-Formationen. Feinklastischere Varianten sind ebenso in den Formationen Gatón, Najerilla und Brieva ausgebildet.

• *Interpretation:* Charakteristisch für Lithofazies SFfm ist die tangentiale und konkave bogige Schrägschichtung. REINECK & SINGH (1980) erklären den Übergang von konkaven zu tangentialen Schrägschichtungs laminar sowohl durch abnehmende Strömungsgeschwindigkeiten, als auch durch eine Wasservertiefung, wie sie beispielsweise im Übergangsbereich vom Foreshore zum oberen Shoreface vorkommen. Die Winkel der Schrägschichtungskörper in Lithofazies SFfm betragen zwischen 15° und 30°. Übergänge zur Lithofazies SEf mit sehr flachen Schrägschichtungswinkeln sind zu beobachten. Nach REINECK & SINGH (1980) nimmt die Steilheit der Schrägschichtung im Übergang zum flacheren Wasser stark ab. Demzufolge lassen sich die bogig schräggeschichteten Sandsteine mit mäßig steilen Schrägschichtungswinkeln als Ablagerungen des oberen Shoreface interpretieren. Die sehr flache bogige Schrägschichtung hingegen wird als Ablagerung des Foreshore-Bereichs (Strand) interpretiert.

#### 4.2.3 Planar schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies SPfm

• *Makroskopische Beschreibung:* Gesteine der Lithofazies SPfm sind charakterisiert durch planare Schrägschichtung. Es treten vorwiegend mäßig reife bis reife Fein- bis Mittelsandsteine auf. Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen 0,2 und 1,0 m. Basis und Top in mittelsandigen Bänken sind scharf und eben (Abb. 4-5/c), die der feinsandigen Bänke hingegen sind nur undeutlich definiert. Innerhalb großer Schrägschichtungs laminar (foresets) läßt sich normale Gradierung erkennen. Abfolgen von 1 bis maximal 5 Schrägschichtungskörpern innerhalb einer Bank sind durch Reaktivierungsflächen 1. Ordnung getrennt. Nachgezeichnet werden diese Flächen stellenweise durch dünne Silt- und Tonlagen (mud drapes) von bis zu 0,5 cm Mächtigkeit. Übergangsformen von planarer Schrägschichtung zu bogiger Schrägschichtung (SFfm) und Kleinripelschichtung (SSfm) sind häufig. Die Win-

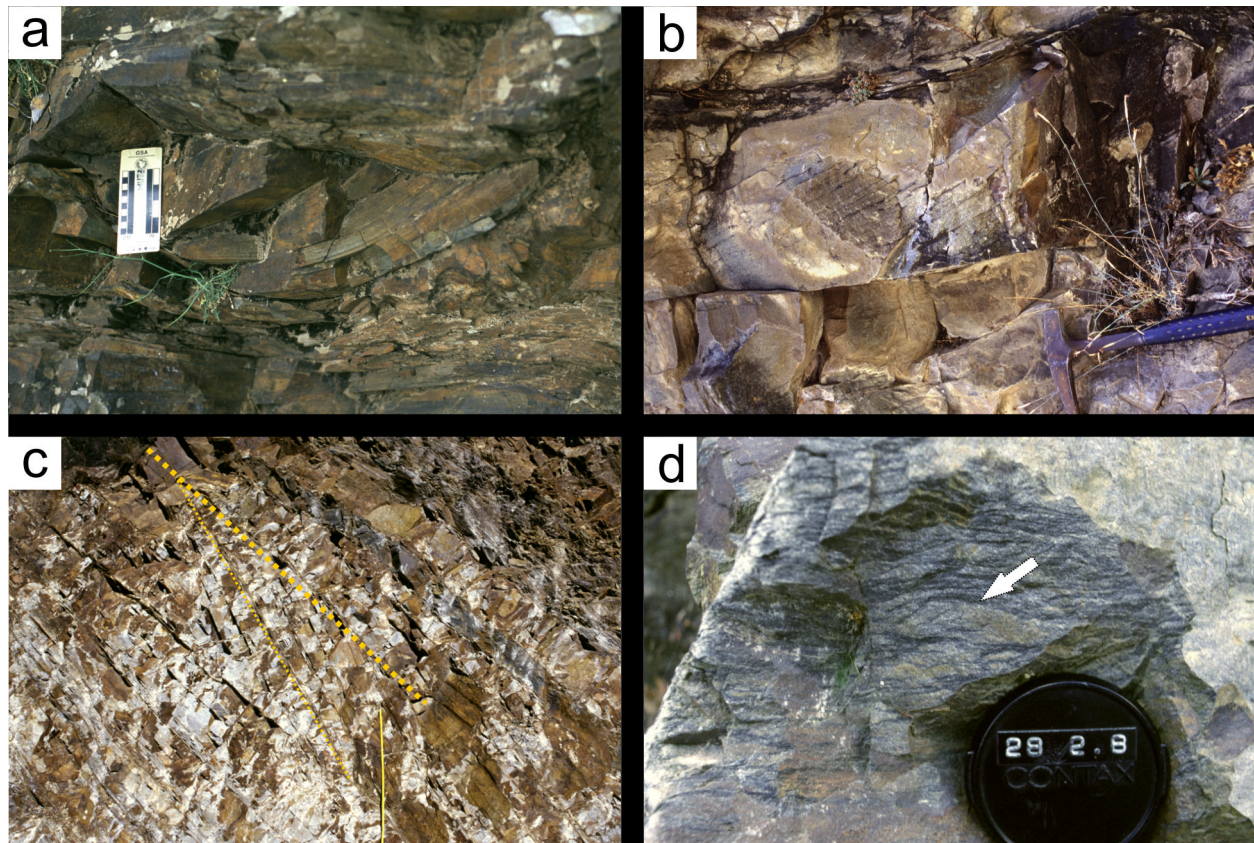


Abb. 4-5: Sandige Lithofazies: a) Trogförmig schräggeschichtete Feinsandsteine in Lithofazies STfm, Najerilla-Formation, b) bogige Schrägschichtung in mittelsandiger Bank der Lithofazies SFfm, Puntón-Formation, c) planare Schrägschichtung in dickbankigen Abfolgen der Lithofazies SPfm, Najerilla-Formation, Gatón-Profil, d) einzelne konvexe Kleinrippel mit interner Schrägschichtung in flaser- bis wellig geschichteten Feinsandsteinen, Lithofazies SWFLf.

Fig. 4-5: Sandy lithofacies: a) trough crossbedded fine sandstones in lithofacies STfm, Najerilla-Formation, b) festoon-shaped crossbedding in middle coarse bed of lithofacies SFfm, Puntón-Formation, c) planar crossbedding in thick beds of lithofacies APfm, Najerilla-Formation, Gatón section, d) individual convex small-scale ripple with internal crossbedding in flaser to wavy-bedded fine sandstones, lithofacies SWFLf.

kel der Schrägschichtungslaminae sind sehr variabel zwischen  $3^\circ$  und  $45^\circ$ . Häufigste Schrägschichtungswinkel sind zwischen  $15^\circ$  und  $30^\circ$  zu beobachten. Generell steilere Winkel sind in den gröberklastischen Bänken ausgebildet. Gesteine mit sehr flachen Schrägschichtungswinkeln sind genetisch mit eben-parallel geschichteten Sandsteinen verknüpft und in Lithofazies SEf besprochen.

• **Petrographie:** Die Fein- bis Mittelsandsteine der Lithofazies SPfm weisen im Vergleich zu Lithofazies STfm und SFfm einen höheren Feldspat- und Lithoklastengehalt auf. Die Quarzgehalte, inklusive polymikter Quarzklasten, sind mit maximal 80% im Vergleich etwas niedriger. Die Körner sind mäßig bis gut gerundet und sind in einem klastengestützten Gefüge angeordnet. Der Matrixgehalt ist sehr variabel und kann in einigen Gesteinen bis zu 15% erreichen. Fast ausschließlich ist dabei die Matrix in Folge der Diagenese serizitisiert und chloritisiert. Quarzreiche Gesteine dieser Lithofazies weisen

eine intensive Quarzauthigenese auf. Die Porosität ist auf ein Minimum von 0,3 - 0,7% reduziert.

• **Vorkommen:** In gleicher Häufigkeit tritt sie in den Formationen Gatón, Viniegra und Najerilla auf. Untergeordnet kommt sie in der Puntón-Formation vor sowie vereinzelt in den höheren Abfolgen der Anguiano-Formation.

• **Interpretation:** Planare Schrägschichtung ist eine häufige Sedimentstruktur, die in einer Reihe von Ablagerungsräumen auftritt. Unidirektionale Strömung des unteren Strömungsregimes<sup>a</sup> (Strömungsgeschwindigkeiten bis max. 50 cm/s) führen in feinsandigen Gesteinen zur Ausbildung kleindimensionierter Schrägschichtung, die kontinuierlich in

a. Strömungsregime werden in Abhängigkeit ihrer Strömungsgeschwindigkeit in untere (0-50 cm/s = tranquil flow) und obere (>50 cm/s = rapid flow) Regime eingeteilt, die von einer Übergangszone getrennt werden. Sedimente unterschiedlicher Korngrößen führen zur Ausbildung diagnostischer Sedimentstrukturen.



Lithofazies SSfm übergehen. Ebenso sind Übergänge zu Lithofazies SMRfm für die gröberklastischen Abfolgen zu beobachten. Bei den Schrägschichtungslaminae handelt es sich nach REINECK & SINGH (1980) um angulare foresets, die vorwiegend bei größeren Wassertiefen und überwiegendem Transport durch Bodenfracht mit geringer Suspensionsfracht entstehen. Mit dem Fehlen der Suspensionsfracht in einzelnen Bänken der Lithofazies SPfm sind auch die siltig-tonigen Lagen auf den einzelnen Schrägschichtungslaminae nicht ausgebildet, was die Identifizierung von Schrägschichtung schwierig macht. Die interne normale Gradierung der Schrägschichtungslaminae ist dann innerhalb der Bank als eine normale Gradierung erkennbar. Die zwischen einzelnen Schrägschichtungskörpern eingeschalteten Silt- bis Tonlagen sind aus der Suspension zu Zeiten eines Sedimentationsstillstandes ausgefallen und zeichnen die Reaktivierungsflächen 1. Ordnung nach. Angaben zum Ablagerungsraum lassen sich anhand dieser Lithofazies nur im Kontext anderer Lithofaziestypen machen. Ein Anzeichen der Proximalität ist der Gehalt an eingeschalteten Feinklastika. Planar schräggeschichtete Feinsandsteine treten vom unteren Shoreface bis zum Foreshore, sowie in Verbindung mit einigen Sturmsandlagen im Übergang zum Offshore auf.

#### 4.2.4 Wellig- bis flasergeschichtete Feinsandsteine - Lithofazies SWFLf

- *Makroskopische Beschreibung:* Lithofazies SWFLf besteht aus Feinsandsteinen mit wechselnden Anteilen flaserig bis wellig geschichteten Siltsteinen. Wellig geschichtete Bereiche zeichnen sich durch kontinuierliche Siltstein-Lagen aus, die in ihrer Mächtigkeit zwischen 0,5 und 10 mm variieren. Ihre Geometrie ist dabei sowohl konvex (hin zum Top) als auch konkav (hin zur Basis) bei durchschnittlichen Wellenlängen von 20-50 cm. Flasergeschichtete Bereiche sind gekennzeichnet durch undulierende nicht kontinuierliche Siltstein-Lagen zwischen oftmals Kleinrippel-schräggeschichteten Feinsanden (Abb. 4-5/d). Übergänge zwischen beiden Bereichen sind kontinuierlich und häufig. Vereinzelt tritt Kreuzschichtung (herringbone crossbedding) auf. Auf Grund der internen lithologischen Heterogenität der Abfolgen ist die Ausbildung einer Bankung stark unterdrückt. Mächtigere, ausschließlich sandige Bereiche lassen sich als einzelne Bänke identifizieren. Die Abfolgen von Lithofazies SWFLf können einige Meter bis zu 10 m mächtige undifferenzierbare Einheiten wellig bis flaserig geschichteter Feinsandsteine aufbauen.

- *Petrographie:* Die Modalzusammensetzung der

Lithofazies SWFLf weist eine starke Streuung auf. Quarz dominiert bis zu 70 % den feinsandigen Anteil. Feldspat und Lithoklasten können bis zu 50 % beteiligt sein. Die siltigen Bereiche der Feinsandsteine sind ebenfalls von Quarz dominiert, weisen jedoch einen höheren Anteil an Tonmineralen auf. Diese sind diagenetisch chloritisiert und serizitisiert. Insbesondere die mächtigeren siltigen Lagen wellig geschichteter Bereiche weisen einen hohen Anteil an Tonmineralen auf. RDA-Analysen ergeben für diese Gesteine vorwiegend Illit und Chlorit.

- *Vorkommen:* Charakteristisch ist diese Lithofazies für die Najerilla-Formation. Ebenso ist sie in den Formationen Puntón und Gatón sowie in eingeschalteten feinklastischeren Bereichen der Viniegra-Formation anzutreffen.

- *Interpretation:* Der wechselnde Anteil sandiger und siltig-toniger Partien innerhalb dieser Lithofazies ist ein Anzeichen periodisch wechselnder Strömungsbedingungen und Ruhephasen in denen die in Suspension befindliche Feinkornfraktion ausfallen kann. Diese Lithofazies wird deshalb als Sedimentation eines Wattenbereiches interpretiert. Ebbströme führten zur Bildung von unidirektionalen Schrägschichtungskörpern, die dann von den schwächeren Flutströmen teilweise erodiert und durch schwach ausgebildete gegengerichtete Schrägschichtungskörper überlagert wurden. Die Lithofazies SWFLf tritt ausschließlich im intertidalen Bereich des Foreshores auf. Die für intertidale Sedimente typische Kreuzschichtung tritt jedoch nur untergeordnet auf. Möglicherweise ist die Strömungs-geschwindigkeit des Flutstroms niedriger als die für diese Korngröße mindestens benötigte Geschwindigkeit von 20 cm/s. Es wird deshalb von einem mikrotidalen Schelf ausgegangen.

#### 4.2.5 Eben parallel geschichtete bis parallel laminierte Feinsandsteine - Lithofazies SEf

- *Makroskopische Beschreibung:* Lithofazies SEf besteht aus eben-parallel geschichteten und laminierten Feinsandsteinen. Die Bankmächtigkeiten sind generell gering und variieren zwischen 0,05 und 0,3 m. Die Gradierung ist durchweg normal und bildet innerhalb einer Bank mehrere Gradierungszyklen (Abb. 4-6/a, c). Die Laminae sind parallel und kontinuierlich. Innerhalb einer Bank lassen sie sich über mehrere Meter verfolgen. Ein gradueller Übergang zu ebenen, sehr flach ( $1^{\circ}$ - $3^{\circ}$ ) einfallenden Laminae ist zu beobachten. Ebenso sind oftmals im hangenden Bereich von Bänken der Lithofazies SEf konvexe Laminae mit einzelnen Kleinrippeln ausgebildet (Abb. 4-6/b). Lithofazies SEf tritt häufig im Liegenden von Lithofazies SHf auf.

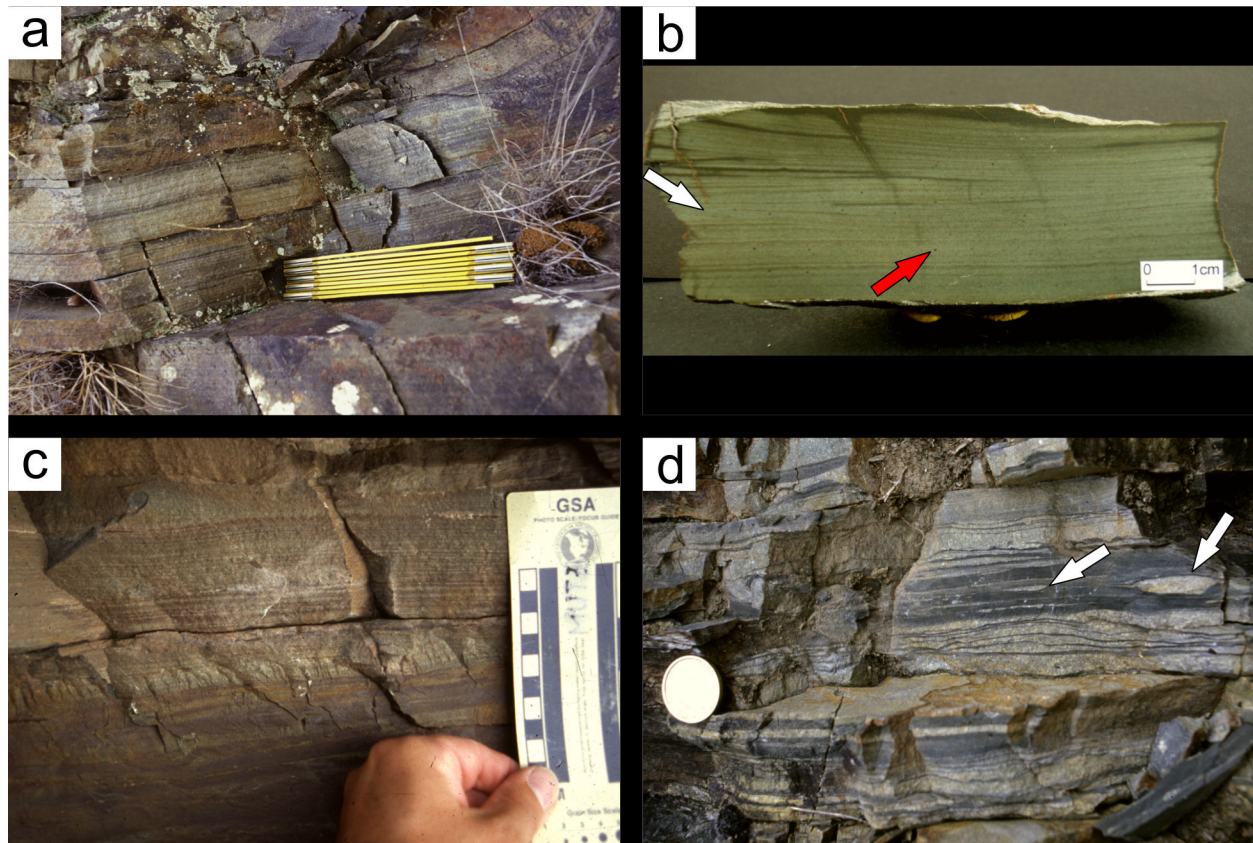


Abb. 4-6: Sandige Lithofazies: a) Ebene, fein laminierte Schichtung in Feinsandsteinen, Lithofazies SEf, Puntón-Formation, b) ebene, fein laminierte Schichtung mit einzelnen Kleinrippeln (weißer Pfeil) und Pyritkristallen (roter Pfeil), c) normalgradierte Schichtung mit Abnahme der Mächtigkeiten der einzelnen Laminae zum Top, Puntón-Formation, d) Auftreten von Sandlinsen mit erosiven Basen (Pfeile) in heterolithischer Lithofazies HWLuf.

Fig. 4-6: Sandy lithofacies: a) even, finely laminated bedding in fine sandstones, lithofacies SEf, Puntón-Formation, b) even, fine laminated bedding with several small scale ripples (white arrow) and pyrite crystals (red arrow), c) fining upward with decrease in thickness of individual laminae, Puntón-Formation, d) occurrence of sand lenses with erosive bases (arrows) in heterolithic facies HWLuf.

- **Petrographie:** Petrographisch unterscheidet sich Lithofazies SEf nicht von den Lithofazien SFfm und SPfm. Auch hier sind Feinsandsteine mit einer Quarzdominanz und variablen Feldspat- und Lithoklastengehalten vorhanden. Auffällig für Lithofazies SEf sind lagenweise konzentrierte idiomorphe Pyritkristalle zwischen 20  $\mu\text{m}$  und 5 mm Kantenlänge, die als Folge diagenetischer Umwandlung organischen Materials (Makrofauna?) interpretiert werden.

- **Vorkommen:** Häufig tritt diese Lithofazies in der Najerilla-Formation auf. In höherenergetischen Niveaus der Gatón-Formation kommt sie vor und ist vereinzelt in der Viniegra-Formation ausgebildet.

- **Interpretation:** Flache parallele Schichtung und Laminierung in Feinsandsteinen ist auf das obere Strömungsregime ( $v > 50 \text{ cm/s}$ ) beschränkt. In Abhängigkeit der Korngröße reicht das Stabilitätsfeld für Kleinrippelschichtung bei Sanden mit Korngrößen von ca. 1 mm bis zu Strömungsgeschwindigkeiten von 90 cm/s.

Eine starke unidirektionale Strömung kann somit angenommen werden. Die Präsenz einzelner Kleinrippeln im Verband der eben-parallel geschichteten Feinsandsteine ist auf ein Absinken der Strömungsgeschwindigkeit infolge nachlassender Sturmaktivität zurückzuführen, da eine Korngrößenänderung nicht feststellbar ist. Die genetische Verknüpfung mit Lithofazies SHf erlaubt die Interpretation der starken unidirektionalen Strömungen durch episodisch auftretende Stürme im Shoreface- und Schelfbereich. Flach winkelig ausgebildete Strukturen dieser Lithofazies sind hingegen typisch für Foreshore-Sedimente, erzeugt durch hochenergetisches Auf- und Abfließen der Brandung.

#### 4.2.6 Hummocky schräggeschichtete Feinsandsteine - Lithofazies SHf

- **Makroskopische Beschreibung:** Feinsandsteine der Lithofazies SHf sind charakterisiert durch die



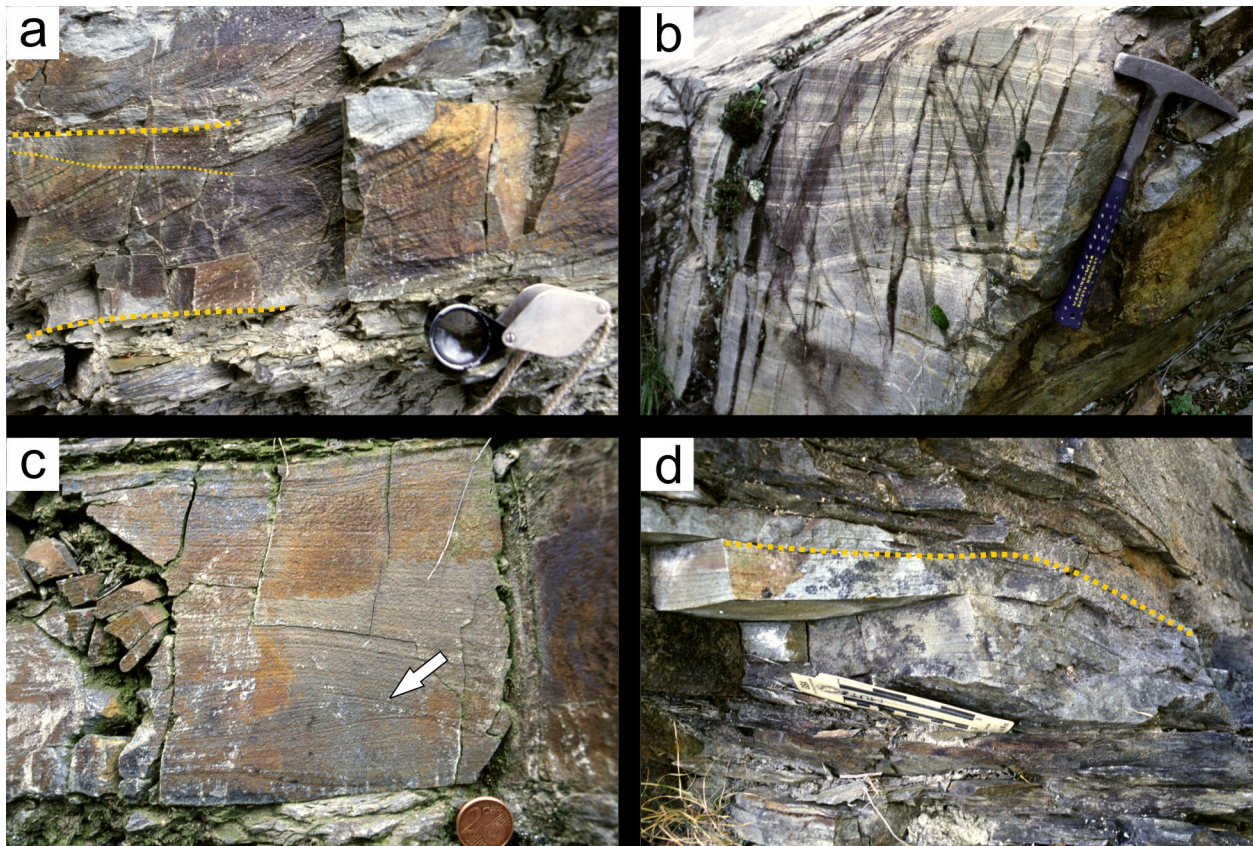


Abb. 4-7: Sandige Lithofazies: a) Trogförmige Schrägschichtung mit Schichtungsf lächen (dicke Linien) und Reaktivierungsfl äche (dünne Linie) in Lithofazies STfm, b) Swaly Schrägschichtung (SCS) durch Amalgamierung von HCS-Schichten, Lithofazies SHf, Najerilla-Formation, c) HCS in feinsandiger Bank mit deutlicher Reaktivierungsfl äche (Pfeil), Lithofazies SHf, d) flache HCS-Struktur in Feinsanden der Lithofazies SHf, Najerilla-Formation.

Fig. 4-7: Sandy lithofacies: a) trough crossbedding with bedding planes (thick lines) and reactivation surface (thin line) in lithofacies STfm, b) swaly cross stratification due to amalgamation of HCS beds, lithofacies AHf, Najerilla-Formation, c) HCS in fine sand bed with clear reactivation surface (arrow), lithofacies SHf, d) flat HCS structure in fine sandstones of lithofacies SHf, Najerilla-Formation.

Ausbildung von HCS-Schr ägschichtung, die oftmals auf ebener paralleler Schichtung aufsetzt. Die konvex geformten Hummockys fallen im Idealfall beidseitig mit gleichen Winkel entgegengerichtet ein (Abb. 4-7/d). Oftmals sind sie jedoch auf Grund der Erosion nachfolgender Hummocks nur einseitig ausgebildet (Abb. 4-7/c). Kontinuierliche Überg änge zu Lithofazies SEf sind häufig. Bankmächtigkeiten reichen von 0,1 bis 0,5 m, wobei häufig eine Amalgamierung zu mächtigeren Abfolgen (bis zu 4,0 m) auftritt. Einzelne HCS-Bänke gehen zum Hangenden in siltige Lagen über.

• *Petrographie:* Bei den Gesteinen der Lithofazies SHf handelt es sich ausschließlich um gut klassierte und sortierte Feinsandsteine. Die Textur ist korngestützt mit Matrixanteilen von ca. 1-5%. Quarzauthigenese ist neben der Kompaktion wichtigster Prozess der Porositätsreduktion. Lokal sind die Gesteine vollständig quarzitisiert.

• *Vorkommen:* Das Auftreten beschränkt sich fast

ausschließlich auf die Najerilla-Formation. Vereinzelt tritt diese Lithofazies auch in der Puntón-Viniegra- und Brieva-Formation auf.

• *Interpretation:* Auffälligstes Merkmal dieser Lithofazies ist die Hummocky-Schr ägschichtung, die nach HARMS et al. (1975) als Sturmschichtung interpretiert wird. Die strömungsdynamische Ursache ihrer Bildung wird jedoch kontrovers diskutiert, entweder als kombinierte Strömungen oder als - aus Strömungskanal-Experimenten abgeleitete - reine oszillatorische Wasserbewegungen. Strömungsgeschwindigkeiten von 60 cm/s bei jährlichen NE-Stürmen im Atlantik hingegen sind von SWIFT & FIELD (1981) in Wassertiefen von 10 bis 20 m gemessen worden. Diese Strömungen allein sind nicht in der Lage, große Mengen Sand zu transportieren. Sie kombinieren sich daher mit oszillierenden Wellenbewegungen, die dann als kombinierte Strömungen auftreten. Die Wellen verursachen einen hohen Scherstress am Sedimentboden, der die Körner auf-



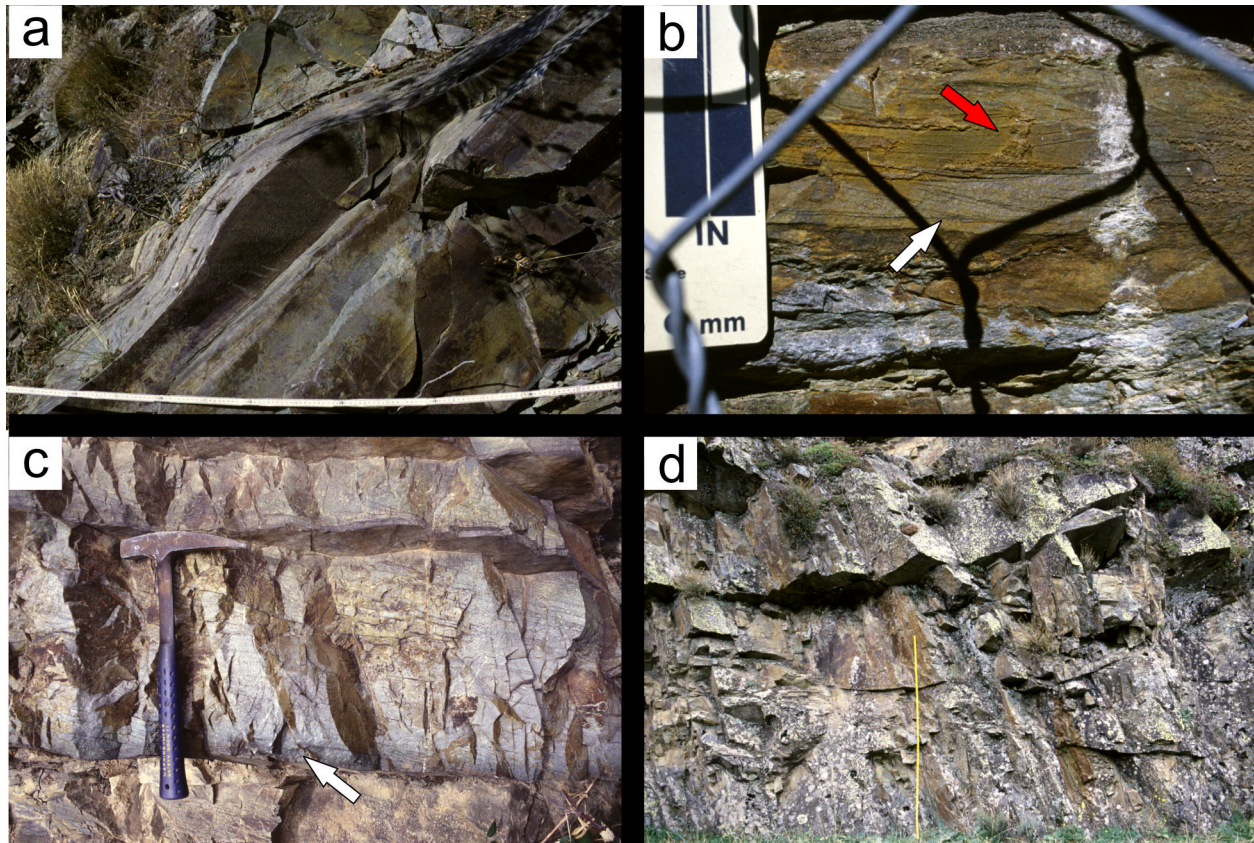


Abb. 4-8: Sandige Lithofazies: a) Großrippel in Mittelsandsteinen, Lithofazies SMRfm, Najerilla-Formation, b) Kleinrippelschrägschichtung mit Reaktivierungsflächen erster (weißer Pfeil) und zweiter (roter Pfeil) Ordnung, Lithofazies SSfm, Viniegra-Formation, c) planare Schrägschichtung in Grobsandsteinen der Lithofazies SPFc mit basalen Mikrokonglomeraten (Pfeil), Viniegra-Formation, d) Rinnensedimentation in Lithofazies STc, Najerilla-Formation.

Fig. 4-8: Sandy lithofacies: a) Megaripple in middle sandstones, lithofacies SMRfm, Najerilla-Formation, b) small-scale ripple bedding with first (white arrow) and second (red arrow) order reactivation surfaces, lithofacies SSfm, Viniegra-Formation, c) planar crossbedding in coarse sandstone of lithofacies SPFc with microconglomerates at its base (arrow), Viniegra Formation, d) channel sedimentation in lithofacies STc, Najerilla Formation.

greift, die dann in Richtung der sturminduzierten Strömung abtransportiert werden (WALKER & PLINT 1992). Besonders der Übergang parallel laminiert Feinsandsteine (Lithofazies SEf) zu HCS-Strukturen kann als Nachweis für Sturmsandlagen gesehen werden. Die von WALKER et al. (1983) idealisierte HCS-Abfolge beginnt an der Basis mit massiven ungeschichteten Sandsteinen, die erosiv mit Sohlmarken auftreten. Im Hangenden tritt ebene Schichtung und anschließend HCS-Schichtung auf. Ein Nachlassen der Sturmenergie führt zur Ausbildung von vereinzelt Kleinrippeln (Abb. 4-6/b). Abgeschlossen wird ein vollständiger HCS-Zyklus von einer Siltlage oder hemipelagischer Hintergrundsedimentation. Die Amalgamierung mehrerer HCS-Lagen wird interpretiert als Swaly-Schrägschichtung (SCS) (Abb. 4-7/b). Das Ausbleiben feinklastischer Zwischenlagen auf Grund kontinuierlich hoher Wellenbewegung und eine Proximalität werden als Ursachen angenommen (WALKER &

PLINT 1992).

#### 4.2.7 Großrippel-schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies SMRfm

- *Makroskopische Beschreibung:* Fein- bis Mittelsandsteine mit Großrippelschrägschichtung sind das Charakteristikum der Lithofazies SMRfm. Die Bankmächtigkeiten variieren zwischen 0,3 m und 1,5 m. Die Basis ist scharf ausgebildet und weist keine Erosion auf. Die Oberseite der Bänke ist oftmals konvex, der Form der Großrippel entsprechend geformt (Abb. 4-8/a). Nachfolgende Sedimente haben diese Strukturen nur teilweise erodiert. Intern sind die Großrippel („Megarippel“) planar bis bogig schräggeschichtet und weisen normale Gradierung auf. Die Amplituden betragen maximal 0,6 m, bei Wellenlängen von bis zu 5,0 m.

- *Petrographie:* Gesteine dieser Lithofazies sind quarzreiche Sandsteine mit variablen Gehalten an



Feldspat und Lithoklasten. Petrographisch sind sie identisch zu den Gesteinen der Lithofazies SPfm.

- *Vorkommen*: Häufiges Auftreten nur in der Najerilla-Formation. Vereinzelt Auftreten in den Formationen Puntón, Viniegra und Brieva.

- *Interpretation*: Großrippel-schräggeschichtete Sandsteine bilden sich bei Strömungen im oberen Bereich des unteren Strömungsregimes bei Korngrößen oberhalb von 0,2 mm und sind auf unidirektionale Strömungen zurückzuführen. Bedingt durch die Kompaktion der Einheiten sind die Amplituden der Großrippeln vermutlich reduziert. Gebildet wurden diese Großrippeln im Übergangsbereich des Oberen Shoreface und des Foreshores in Folge konstanter küstenparalleler Strömungen (longshore currents).

#### 4.2.8 Kleinrippel-schräggeschichtete Fein- bis Mittelsandsteine - Lithofazies SSfm

- *Makroskopische Beschreibung*: Fein- bis Mittelsandsteine der Lithofazies SSfm werden aufgebaut durch Bänke mit bankinternen Abfolgen von Kleinrippel-Schrägschichtungskörpern. Die Bankmächtigkeiten reichen von 0,1 bis 0,3 m. Die Bänke weisen mehrere Kleinrippel-Zyklen auf, die durch Reaktivierungsflächen 2. Ordnung voneinander getrennt sind (Abb. 4-8/b). Gelegentlich sind einige Siltfasern ausgebildet. Die Richtung der Schrägschichtungslaminae ist bis auf wenige gegengerichtete Laminae N bis NE. Einige Formen dieser Lithofazies zeigen leicht konkav gekrümmte Reaktivierungsflächen 1. Ordnung.

- *Petrographie*: Gesteine der Lithofazies SSfm weisen quarzdominierte Sandsteine mit variablen Feldspat- und Lithoklastengehalten auf. Die Klassierung ist gut bis mäßig. Die Korngrößen liegen vorwiegend im Feinsandbereich, untergeordnet treten auch mittelsandige Ausbildungen auf. Die Klasten sind gut gerundet. Das Gefüge ist klastengestützt und die Matrix besteht aus quarzreichem Silt und wenig diagenetisch gebildetem Serizit. Eine Quarzauthigenese tritt untergeordnet auf. Die Porosität ist auf ca. 0,5 % reduziert.

- *Vorkommen*: Das Auftreten beschränkt sich mit wenigen Ausnahmen (Puntón-, Viniegra- und Brieva-Formation) auf die Najerilla-Formation.

- *Interpretation*: Die Gesteine der Lithofazies SSfm werden als Flachwasserbildungen im intertidalen Foreshore-Bereich interpretiert. Unidirektionale Strömungen überwiegen und werden durch oszillierende Wellenbewegungen ergänzt. Die Krümmung der Reaktivierungsflächen 1. Ordnung wird auf Phasen höherer Strömungsgeschwindig-

keiten zurückgeführt, die Strukturen im Übergangsbereich zu trogförmiger Schrägschichtung (Lithofazies STfm) bilden. Das gelegentliche Auftreten von flaserigen Siltlagen wird interpretiert als Suspensionsausfall während niedrigerenergetischer Phasen. Die geringe Bidirektionalität der Schrägschichtung und das geringe Auftreten von Siltlagen deutet auf einen mikrotidales Sandwatt im Bereich des Foreshore.

#### 4.2.9 Planar bis bogig schräggeschichtete Grobsandsteine - Lithofazies SPFc

- *Makroskopische Beschreibung*: Eine deutlich ausgebildete planare oder bogige Schrägschichtung dieser Grobsandsteine ist charakteristisches Merkmal. Sie entsprechen faziell bis auf die Korngröße den Lithofaziestypen SPfm und SFfm. Die Bankmächtigkeiten reichen von 0,3 bis 1,5 m. Basale Erosion mit der Ausbildung von Mikrokonglomeraten sind häufig (Abb. 4-8/c). Feinklastische Anteile beschränken sich auf dünne Lagen innerhalb der Schrägschichtungslaminae. Vereinzelt wird Skolithos beobachtet.

- *Petrographie*: Die Gesteine dieser Lithofazies sind Quarzsandsteine und quarzreiche Sandsteine mit Feldspatgehalten von bis zu 10 %. Eine intensive Quarzitisierung und Quarzauthigenese ist dominantes Merkmal. Das Gefüge ist klastengestützt und die Matrix besteht vorwiegend aus Mittel- bis Feinsand.

- *Vorkommen*: Diese Lithofazies ist bestimmend für die Viniegra- und obere Puntón-Formation.

- *Interpretation*: Planare und bogige Schrägschichtung in Sandsteinen dieser Korngröße ist auf starke unidirektionale Strömungen in Kombination mit Oszillationsbewegungen zu erklären. Transport durch Bodenfracht mit geringem Suspensionsanteil überwiegt. Übergänge zu Lithofaziestypen SPfm, SFfm, STfm und STc sind fließend. Ihre Bildung ist deshalb variabel und umfasst den oberen Shoreface und Foreshore. Gesteine dieser Lithofazies werden als isolierte tidale Rinnen oder tidale Rinnen an der Basis von Barrieresanden interpretiert.

#### 4.2.10 Trogförmig schräggeschichtete Grobsandsteine - Lithofazies STc

- *Makroskopische Beschreibung*: Trogförmig schräggeschichtete Grobsandsteine mit Trogamplituden von bis zu 2,0 m und Wellenlängen von bis zu 5,0 m sind charakteristisch für Lithofazies STc (Abb. 4-8/d). Eine interne normale Gradierung ist häufig. Oftmals ist eine Differenzierung trogförmiger Schrägschichtung von echter Rinnensedimenta-

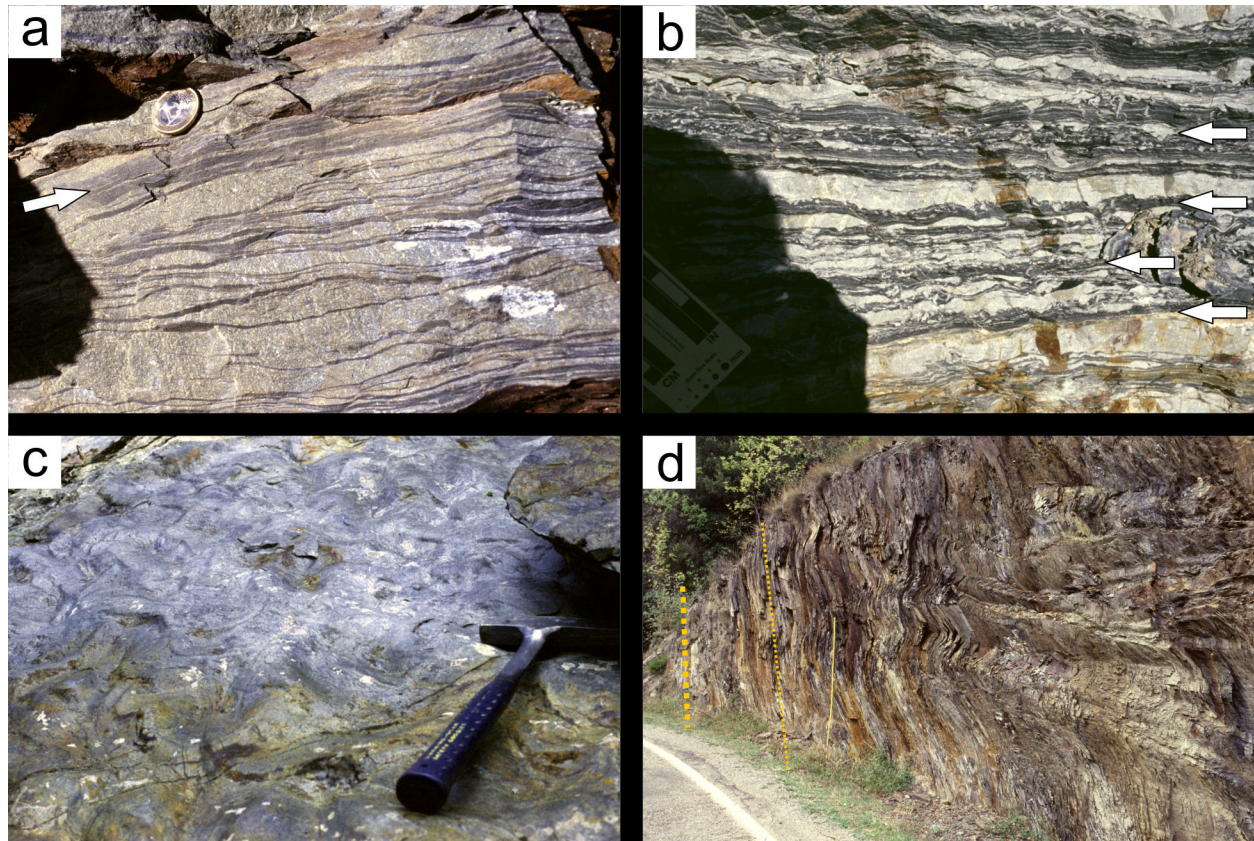


Abb. 4-9: Heterolithische Lithofazies: a) Sandigerer Bereich von Lithofazies HFLuf, Pfeil zeigt auf Bereiche mit Linsenschichtung, Puntón-Formation, Arroyo de Roñas-Profil, b) Lagenweises Auftreten von Bioturbation in Lithofazies HFLuf (Pfeile), Urbión Profil, Najerilla-Formation, c) zungenförmige Kleinrippeln (lingoid shaped ripples) auf Schichtoberseite, Najerilla-Formation, d) stark deformierte Tonsteinabfolge, Profil Najerilla Nord, Najerilla-Formation.

Fig. 4-9: Heterolithic lithofacies: a) sandier area of lithofacies HFLuf, arrow points at lenticular bedding, Puntón Formation, Arroyo de Roñas section, b) layered occurrence of bioturbation in lithofacies HFLuf (arrows), Urbión section, Najerilla-Formation, c) lingoid-shaped ripples on top side of bed, Najerilla-Formation, d) strongly deformed shale succession, Najerilla North section, Najerilla-Formation.

tion im Gelände nicht möglich. Basale Mikrokonglomerate treten auf und zeichnen die Reaktivierungsflächen 2. Ordnung nach.

- **Petrographie:** Die petrographische Ausbildung der Lithofazies STc ist identisch mit der feinklastischen Lithofazies STfm. Eine intensive Quarzauithigenese mit Anwachssäumen von über 10 % der Fläche des detritischen Korns sind aus Kathodolumineszenzaufnahmen zu erkennen.

- **Vorkommen:** Diese Lithofazies ist bestimmendes Merkmal der Viniegra und oberen Puntón-Formation. Vereinzelt tritt sie auch in der Najerilla-Formation auf.

- **Interpretation:** Wie auch Lithofazies STfm wird Lithofazies STc als Bildung starker unidirektionaler Strömungen oberhalb der Schönwetter-Wellenbasis interpretiert. Die Ausbildung von trogförmiger Schrägschichtung wird gegenüber bogiger und trogförmiger Schrägschichtung als metastabile Phase angesehen (LEEDER 1998). Sie werden deshalb als

küstennahe Bildungen der oberen Shoreface-Zone im Übergang zum Foreshore-Bereich interpretiert, die von küstennahen parallelen Strömungen (longshore-currents) gebildet wurden. Möglicherweise sind einige dieser Lithofazies zugeschriebenen trogförmig schräggeschichteten Grobsandsteine echte Rinnen.

### 4.3 Heterolithische Lithofazies

Gesteine heterolithischer Zusammensetzung besitzen Korngrößen von Schluff (> 50%) bis Feinsand (< 50%). Sie bilden kontinuierliche Übergänge zu den Feinsand-Lithofazies mit wechselnden Siltanteilen aus (Abb. 4-9/a, b).

#### 4.3.1 Flasergeschichtete Schluff- bis Feinsandsteine - Lithofazies HFLuf

- **Makroskopische Beschreibung:** Der häufigste heterolithische Typ sind flasergeschichtete Schluff- bis Feinsandsteine. Die Ausbildung bildet Übergän-

ge zu Lithofazies SWFLf, jedoch überwiegt der Schluffanteil deutlich. Vereinzelt sind Kleinrippeln ausgebildet. Mächtigere isolierte Bänke mit flacher planarer oder bogiger Schrägschichtung treten auf. Bioturbation vertikal und horizontal agierender Organismen tritt sehr häufig auf (Abb. 4-9/b).

- *Petrographie*: Die Sandsteine sind kompositionell mit variablem Feldspat- und Lithoklastengehalt von 10 - 30% als Subarkosen und Sublitharenite zu bezeichnen. Quarz überwiegt mit 60 - 85 %. Die Sandsteinbereiche sind klastengestützt mit schluffiger Matrix. Die Schluffsteine weisen stark unterschiedliche Tongehalte auf. Größtenteils sind die Tonminerale chloritisiert.

- *Vorkommen*: Formationsbestimmendes Auftreten dieser Lithofazies gibt es in der Najerilla- und Puntón-Formation. Ebenso ist dieser Lithofaziestyp in der Gatón-Formation und in den feinklastischen Zwischenlagen der San Antón-Formation ausgebildet.

- *Interpretation*: Abfolgen dieser heterolithischen Fazies werden als Sedimente des oberen bis mittleren Shoreface sowie bei sehr geringem Sandanteil auch des unteren Shoreface interpretiert. Sandige Einschaltungen dokumentieren episodisch auftretende Sturmsandlagen. Die Sedimentation erfolgt in niedrig energetischer Strömung und durch oszillierende Wellenbewegung durch Bodenfracht und aus Suspension.

#### 4.3.2 Wellig bis linsig geschichtete Schluff- bis Feinsandsteine - Lithofazies HWLuf

- *Makroskopische Beschreibung*: Diese Schluffstein dominierte Lithofazies hat einen sehr geringen Sandanteil von maximal 10 %. Sandeinschaltungen sind wellig bis linsig ausgebildet und weisen gelegentlich Kleinrippeln auf.

- *Petrographie*: Lithofazies HWLuf besteht vorwiegend aus Siltsteinen mit variablen Feinsandanteilen bis zu 10 %.

- *Vorkommen*: Hauptsächlichliches Vorkommen ist in den Formationen Najerilla und Gatón. Vereinzelt gibt es Zwischenlagen dieser Lithofazies in der Azarulla-Formation.

- *Interpretation*: Lithofazies HWLuf wird als Ablagerung im Bereich sehr niedriger Energie interpretiert. Sedimentation erfolgte vorwiegend aus Suspension. Vereinzelt distale Effekte von Sturmereignissen und schwacher Meeresströmungen führten zur Bildung von Kleinrippeln mit unidirektionalen Schrägschichtungslaminae. Die Lithofazies HFLuf wird als Ablagerung im Unteren Shoreface, der Shoreface-Schelf Übergangszone

und teilweise auch dem Schelf interpretiert. Die intensive Bioturbation, die Feinkörnigkeit, die geringe Mächtigkeit und die geringe Wellenlänge (max. 15 cm) der Sandlagen interpretiert AIGNER (1985) als distale Tempestite.

#### 4.3.3 Wellig geschichtete Schluffsteine mit Karbonatknollen-Lagen - Lithofazies HWcarb

- *Makroskopische Beschreibung*: Charakteristikum dieser Lithofazies ist das horizontweise Auftreten von Karbonatknollen-Lagen. Die Schluffsteine sind reine Schluffsteine ohne Sandeinschaltungen. Übergänge von ebenen Karbonatlagen bis zu stark boudinierten Knollen-Lagen sind fließend (Abb. 4-10/c). Generell tendieren mächtigere Lagen zur Boudinbildung. Die Schichtung ist in diesen Abfolgen auf Grund der hohen tektonischen Deformation nur durch die Orientierung der Karbonat-Knollen zu identifizieren. Intensive Schieferung der Abfolgen zerschert das Gefüge transversal mit ca. 70°.

- *Petrographie*: Gesteine dieser Lithofazies sind Schluffsteine mit variablen Anteilen an Tonmineralen. Makroskopisch lassen sich lediglich die Karbonat-Knollen erkennen, die weitestgehend dolomitisiert sind.

- *Vorkommen*: Karbonatknollen-Lagen sind formationsbestimmendes Merkmal der Azarulla-Formation. Vereinzelt Vorkommen gibt es auch in der Huérmeda- und Mansilla-Formation.

- *Interpretation*: Die Gesteine der Lithofazies HWcarb werden als Bildungen des Schelfs und der Schelfübergangszone interpretiert. Sedimentation aus Suspension überwiegt. Die Karbonatproduktion war gering und wurde durch den geringen klastischen Eintrag begünstigt. Die Knollenbildung aus kontinuierlichen Karbonatlagen erfolgte diagenetisch.

#### 4.4 Tonstein-Lithofazies CL

- *Makroskopische Beschreibung*: Die Tonstein-Lithofazies besteht aus dunkelgrauen bis schwarzen Tonsteinen mit variierenden Siltsteineinschaltungen. Sedimentstrukturen sind nicht erkennbar.

- *Petrographie*: RDA-Analysen ergaben als Modalbestandteile neben Quarz hauptsächlich Illit und Chlorit.

- *Vorkommen*: Vorwiegend in den mittleren Abfolgen der Najerilla-Formation und lokal in der Ricobado- und Gatón-Formation.

- *Interpretation*: Eine Differenzierung reiner Tonsteine von tektonisch stark deformierten Gesteinen



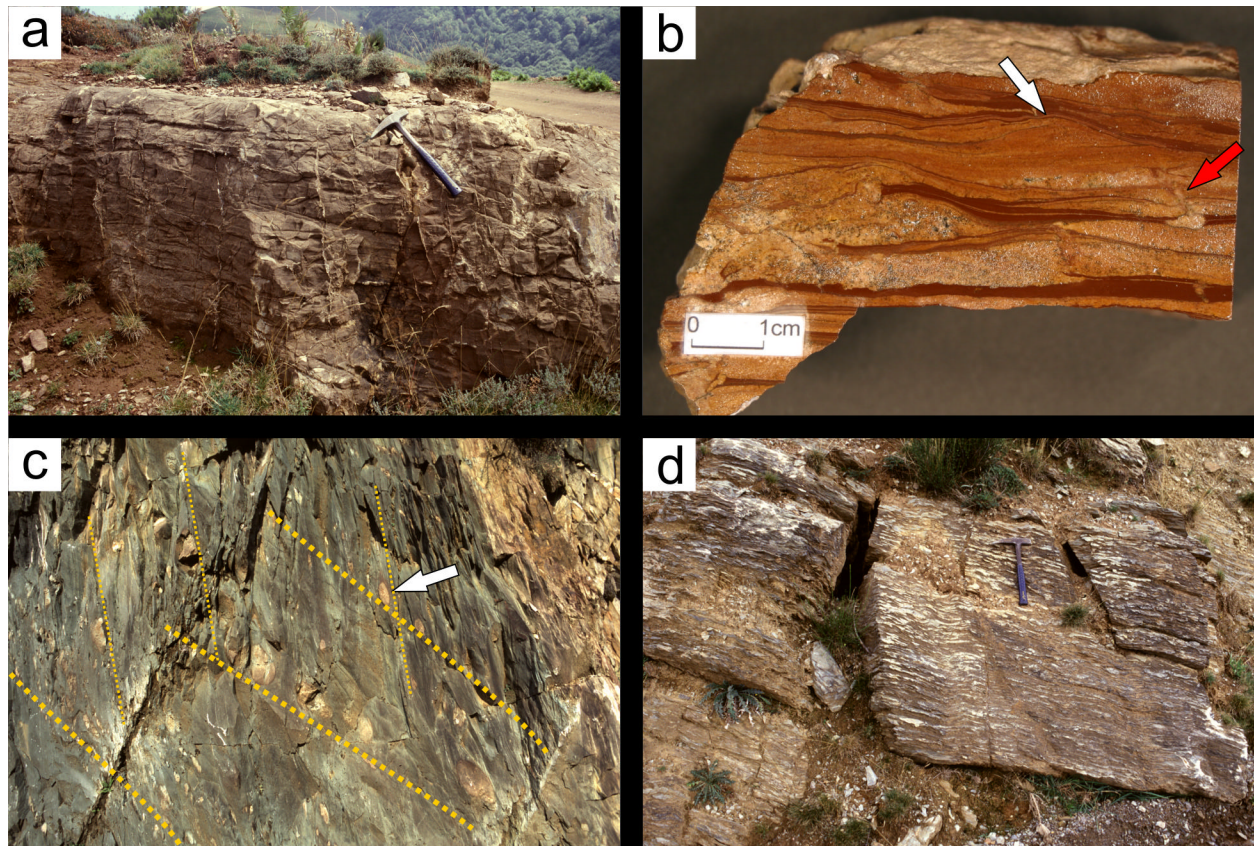


Abb. 4-10: Karbonatlithofazies: a) Massige Dolomitbänke, Lithofazies CDoMas, Arroyo de Roñas-Profil, San Antón-Formation, b) Strömungsrippel (weißer Pfeil) mit Schrägschichtung und Bioturbation (roter Pfeil) in feinklastischen Zwischenlagen in Dolomiten der Mansilla-Formation, c) Karbonatknochen-Lagen in Schluffsteinen der Azarulla-Formation, Lithofazies HWcarb, Schichtung (dicke Linien) und Schieferung (dünne Linien) sind nachgezeichnet, Gatón-Profil, d) Übersicht Lithofazies CDoCarbW, Arroyo de Roñas-Profil.

Fig. 4-10: Carbonate lithofacies: a) massive dolomite beds, lithofacies CDoMas, Arroyo de Ronas section, San Antón-Formation, b) current ripples (white arrow) with cross beds and bioturbation (red arrow) in fine grained intercalations in dolomites of the Mansilla-Formation, c) nodular carbonate beds in siltstones of the Azarulla-Formation, lithofacies HWcarb, bedding (thick line) and cleavage (thin line) are traced, Gatón section, d) overview of lithofacies CDoCarbW, Arroyo de Roñas.

heterolithischer und feinklastischer Fazies, bei denen es zu einer sekundären mechanischen Korngrößenreduktion kam, ist in der Sierra de la Demanda schwierig. Distale marine Sedimente, zum Teil hemipelagisch, lassen sich eindeutig nur in einer Phase im Oberkambrium in der Najerilla-Formation nachweisen. Die Eigenschaft feinkörniger Klastika auf die Einwirkung von Stress mit der Ausbildung von schichtparallelen S-Scherflächen zu reagieren, ergibt fast ausnahmslos für alle Bereiche des Kambriums der Sierra de la Demanda eine Korngrößenreduktion.

#### 4.5 Karbonat-Lithofazies

Die lithofazielle Ansprache der karbonatischen Gesteine der Formationen San Antón und Mansilla ist auf Grund ihres starken Dolomitierungsgrades schwierig. Makroskopisch zeigen sich oftmals nur

eine rudimentäre Bankung ohne weitere genetisch deutbare Strukturen.

##### 4.5.1 Massige Dolomite - Lithofazies CDoMas

- *Makroskopische Beschreibung:* Massige, nicht weiter differenzierbare Dolomite treten in der San Antón- (Abb. 4-10/a) und der Mansilla-Formation auf. GUARÁS GONZÁLEZ (1994) beschreibt bei Dolomiten der Formation San Antón einen höheren Dedolomitierungsgrad im Vergleich zu den massigen Dolomiten der Mansilla-Formation. Diese tritt nach GUARÁS GONZÁLEZ (1994) vorwiegend in grobkörnigen Dolomiten auf. Einige wenige klastische Zwischenlagen in den Dolomiten weisen Kleinrippel-Schrägschichtung in feinsandigen bis siltigen Bereichen auf (Abb. 4-10/b).

- *Petrographie:* Undifferenzierter Dolomit.



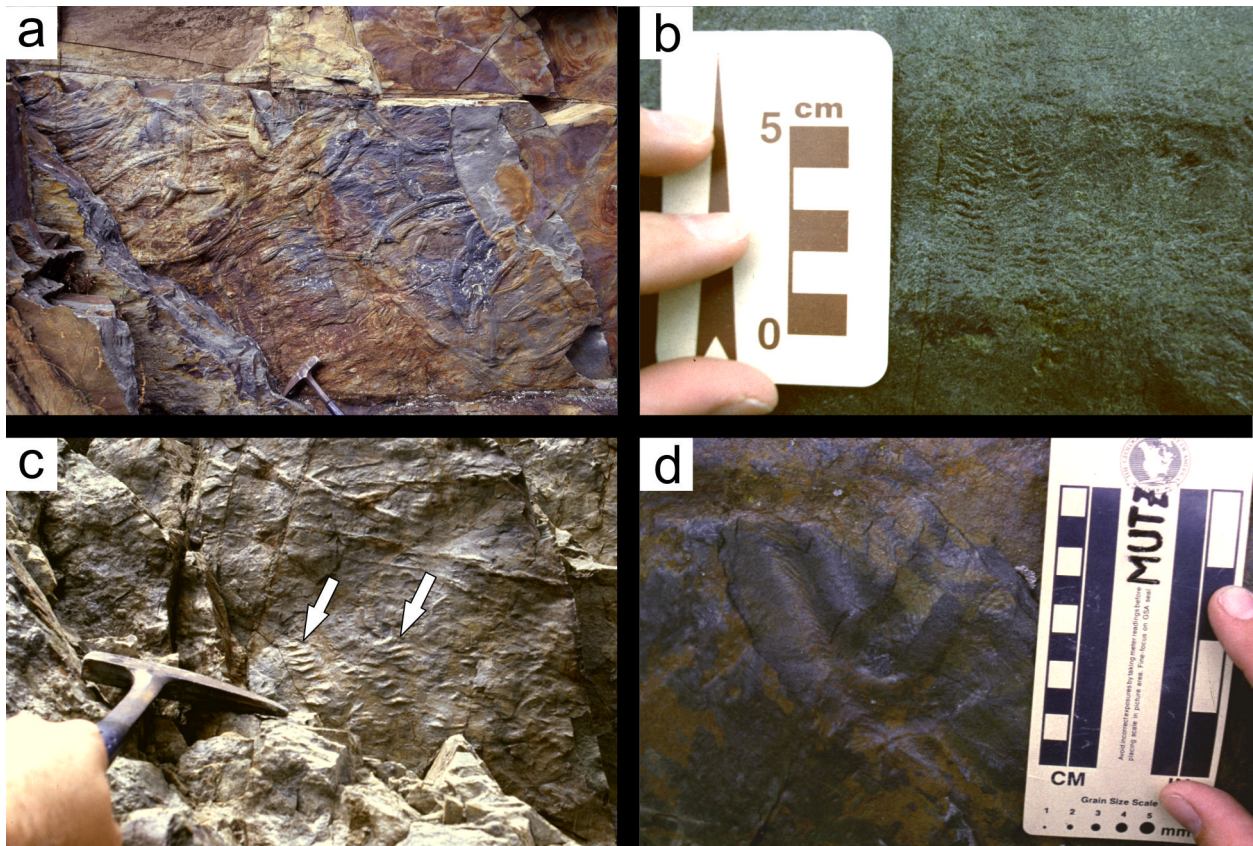


Abb. 4-11: Oberkambrische Arthropodenspuren: a) *Cruziana*, berühmte Fundstelle in der Nähe der Venta Goyo, Profil Najerilla Nord, Najerilla-Formation, b) Fluchtspuren auf Oszillationsrippeln (*Diplichnites*?), Najerilla-Formation, c) *Diplichnites*? auf Schichtunterseite, Najerilla-Formation, d) *Cruziana*, Najerilla-Formation.

Fig. 4-11: Upper Cambrian arthropod traces: a) *Cruziana*, famous locality close to Venta Goyo, Najerilla North section, Najerilla-Formation, b) escape traces on oscillation ripples (*Diplichnites*?), Najerilla-Formation, c) *Diplichnites*? (arrows) on bottom side of bed, Najerilla-Formation, d) *Cruziana* ichnofauna, Najerilla-Formation.

- **Vorkommen:** Massige Dolomite treten ausschließlich in der San Antón- und Mansilla-Formation auf.

- **Interpretation:** Die Dolomite werden als diagenetische Umwandlungen von massigen Mudstones einer Karbonatplattform interpretiert.

#### 4.5.2 Bankige, wellig geschichtete Dolomite und Karbonate - Lithofazies CDoWcarb

- **Makroskopische Beschreibung:** Wellig geschichtete Wechsellagerungen von Dolomit- und Karbonatlagen mit Schlufflagen sind die dominierende Struktur der Lithofazies CDoWcarb. Sie bilden einen graduellen Übergang zu den Abfolgen von Lithofazies HWLuf. Die einzelnen Lagen sind in annähernd gleichem Verhältnis ausgebildet und variieren zwischen 1 und 4 cm. Die Differenzierung eher calzitischerer Bereiche von dolomitischen Bereichen ist im Gelände durch Anfärbung mit Alizarin-S-Rot vorgenommen worden.

- **Petrographie:** Petrographisch handelt es sich

nach Dunham um Mudstones. Die Dolomite sind vermutlich aus karbonatischen Mudstones während der Diagenese durch diadochen Austausch des Calciums durch Magnesium (Dolomitisierung) entstanden.

- **Vorkommen:** Das Vorkommen dieser Lithofazies beschränkt sich auf die San Antón- und Mansilla-Formation.

- **Interpretation:** Die Karbonate und Dolomite werden als Mudstones einer karbonatischen Plattform interpretiert. Fällung von primärem Aragonit durch Grünalgen ist dabei die häufigste Ursache (TUCKER 2001). Für die mittelmkambrische Mansilla-Formation war möglicherweise auch anorganische Fällung durch Evaporation beteiligt.

#### 4.6 Makrofauna, Ichnofauna und Bioturbation

Die Problematik biostratigraphischer Datierungen in der Sierra de la Demanda ist weitestgehend auf den schlechten Erhaltungszustand der Makro-



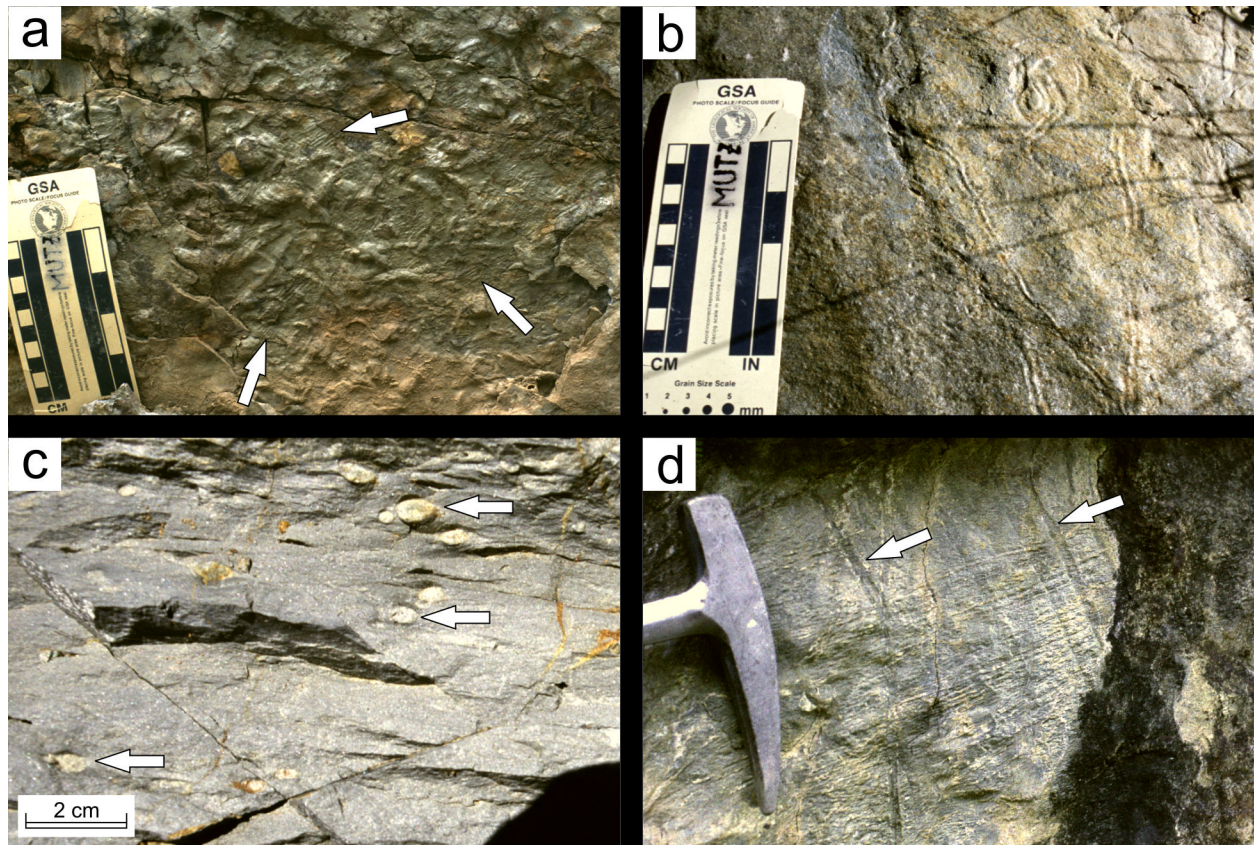


Abb. 4-12: Oberkambrische Bioturbation und Ichnofauna: a) Intensive Bioturbation (Schichtunterseite), Pfeile zeigen auf mögliche Arthropoden-Fluchtsuren (*Diplichnites*?) Najerilla-Formation, b) unbestimmte Ichnofauna (*Psammichnites*?), Najerilla-Formation, c) horizontale kurvige Fraßspuren (*Planolites*?), Najerilla-Formation, d) vertikale Röhren von *Skolithos* Ichnofazies, Viniegra-Formation.

Fig. 4-12: Upper Cambrian bioturbation and ichnofauna: a) intense bioturbation (bottom side of bed), arrows point at possible arthropod escape structures (*Diplichnites*?) Najerilla-Formation, b) undetermined ichnofauna (*Psammichnites*?), Najerilla-Formation, c) horizontal sinuous rample traces (*Planolites*?), Najerilla Formation, d) vertical pipes of *Skolithos*, Viniegra Formation.

fauna zurückzuführen. Intensive tektonische Deformation, aber auch eine hochgradige Diagenese führten zu Umkristallisationen oder Zerschierung infolge intensiver Schieferungen. In ähnlicher Weise betrifft dies die Ichnofauna, deren Erhaltungspotential möglicherweise auf Grund geringerer lithologischer Differenzen größer ist. Im Vergleich zu den Keltiberischen Ketten (LIÑÁN et al. 1995) sind nur die feinklastischen Abfolgen der Azarulla-, Gatón- und Najerilla-Formation relativ fossilreich (COLCHEN 1974, PALACIOS 1982, SHERGOLD et al. 1983). Wichtigste Fossilgruppen sind Trilobiten und Ichnofossilien sowie untergeordnet auch Brachiopoden (LIÑÁN et al. 1995).

Die Ichnofauna kann, auch wenn sie hier nicht systematisch untersucht wurde, als Indikator für Biofazies, Sedimentationsräume und Paläobathymetrie herangezogen werden. *Skolithos* tritt beispielsweise in Bereichen stark bewegten Wassers (z.B. Foreshore, Obere Shoreface) auf. *Cruziana* wird mit ruhigen Sedimentationsbedingungen asso-

ziiert (z.B. Schelf). Der Gebrauch ist jedoch nicht unproblematisch. Eine Zusammenfassung der in Spanien gebräuchlichen ichnologischen Terminologie bieten GÁMEZ VINTANED & LIÑÁN (1996). Besonders die mittel- und oberkambrischen Abfolgen mit Ausnahme der karbonatischen Gesteine sind reich an Ichnofauna (Abb. 4-11, Abb. 4-12). Das Unterkambrium der Sierra de la Demanda ist hingegen nahezu fossilfrei. Wichtigste Ichnofaunengruppen sind *Skolithos*, *Cruziana*, *Diplichnites*?, *Psammichnites*? und *Planolites*?

Auffälliges Merkmal der Schelfsedimentation ist lagenweise auftretende intensive Bioturbation. Sie kommt in der Sierra de la Demanda in zwei verschiedenen Ausbildungen vor. Zum Einen zeigt sich Bioturbation durch eine vertikale Aktivität der Organismen in Folge von Fraßspuren oder Fluchtsuren und zum Anderen bilden sich horizontale Flächen aus, auf denen intensive Bewegung verschiedenster Organismen festzustellen ist (Abb. 4-12/a). Die erstgenannte Form ist Charakteristikum

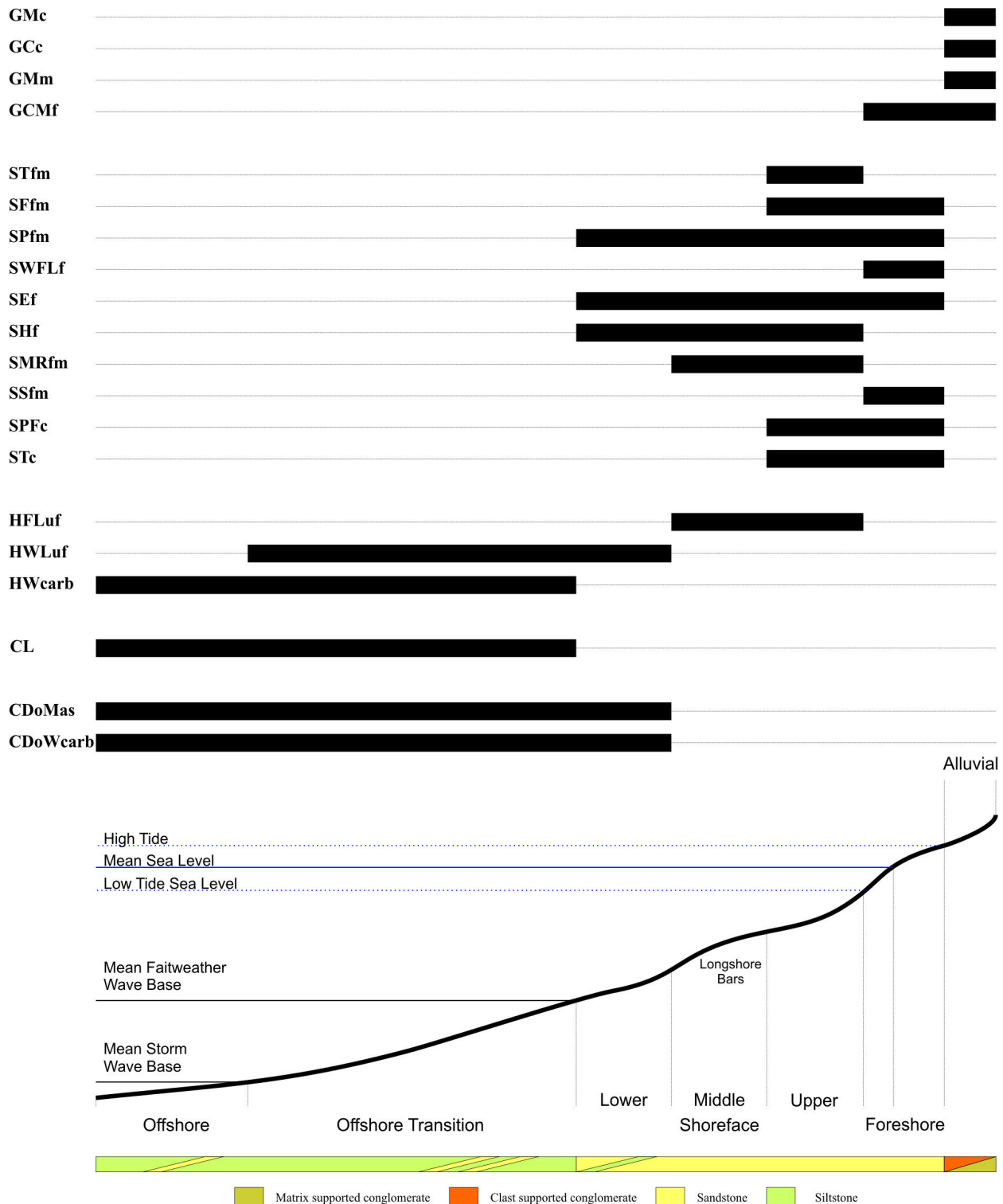


Abb. 4-13: Zuordnung der Lithofaziestypen zu Ablagerungsbereichen eines marinen Küsten- bis Schelfprofils.

Fig. 4-13: Assignment of lithofacies types to depositional environments of a marine shoreline to shelf profile.

der heterolithischen Fazies HWLuf (Abb. 4-9/b), bei der die Bioturbation bis zur vollständigen Auflösung des Schichtverbandes geführt haben kann. Bioturbation im Schichtverband ist ausschließlich auf Lithofazies HFLuf und CL beschränkt. Diese distalen Lithofaziestypen können möglicherweise einen höheren organischen Kohlenstoffgehalt aufgewiesen haben.





## 5 Faziesanalyse, Faziesmodell und Faziesarchitekturen

Eine sedimentäre Fazies ist die Summe der Produkte aller physikalischer, chemischer und biogener Prozesse, die im Rahmen des exogenen Kreislaufs von der Verwitterung bis zur Diagenese auf die Klassen und Komponenten des Sediments eingewirkt haben. Verschiedene Auffassungen über rein deskriptive (z.B. mudstone facies) oder interpretative (z.B. fluvial facies) Auslegung von Fazies sind immer wieder Gegenstand wissenschaftlicher Diskussion (MIDDLETON 1978, MIAL 1999). Die am weitesten akzeptierte Definition basiert auf den Empfehlungen von MIDDLETON (1978): i) die Fazies soll informell (z.B. Fazies A) oder kurz deskriptiv benannt werden, ii) sie soll objektiv sein und auf allen verfügbaren Geländeaspekten beruhen. Fazies ist somit oftmals nach lithologischen und texturrell-strukturellen Merkmalen klassifiziert. Die Analyse von Faziesassoziationen und -abfolgen geht dabei einen Schritt weiter, indem sie die lateralen und vertikalen Faziesübergänge sowie sukzessive Faziesabfolgen genetisch verknüpft und sie in einen räumlichen Zusammenhang stellt. Des weiteren vergleicht sie mit weiteren Fazies und Faziesabfolgen anderer bekannter stratigraphischer Abfolgen oder Sedimentationsräume. Ihr Ziel ist ein Faziesmodell, mit dem ein Ablagerungssystem beschrieben werden kann. Die Interpretation eines Ablagerungssystems hingegen erfordert zusätzlich die Kenntnis über die räumliche Verteilung der Fazies. Mit Faziesmodellen und Modellen von Ablagerungssystemen werden somit genetisch deutbare Informationen zur räumlich-zeitlichen Auflösung beispielsweise der Füllung eines Sedimentbeckens oder der Entwicklung des Akkommodationsraumes erhalten. Für die Abfolgen des Kambriums der Sierra de la Demanda werden die wesentlichen klastischen Faziesmodelle und Faziesarchitekturen im Folgenden besprochen. Dazu sind die identifizierten Lithofaziestypen (Kap. 4, Abb. 4-2) zur Analyse der Faziesarchitekturen und zur Aufstellung von Faziesmodellen herangezogen worden. WALKER & JAMES (1992) schlagen den Gebrauch des Begriffs Faziesarchitektur als Ersatz für den früher gebräuchlichen Begriff Fazies-Sequenz vor. Dabei charakterisiert die Faziesarchitektur eine bestimmte Abfolge von Faziestypen innerhalb eines Sedimentationsraumes.

Klassische Faziesmodelle wie z.B. von Küsten (BOYD et al. 1992, WALKER & PLINT 1992) und Wattenbereichen (DALRYMPLE 1992) dienen für die Faziesanalyse als Grundlage zur Interpretation. Neben dem Auftreten charakteristischer Lithofazies

sind vor allem die architektonischen Merkmale (z.B. Abfolge einer Krongrößenreduktion über mehrere Bänke) berücksichtigt worden. Die Analyse vertikaler Faziesabfolgen umfaßt desweiteren die Einbindung des Base-levels und die Identifizierung von Flutungsflächen (flooding surfaces). Die dreidimensionale Analyse größerer Architekturelemente zur Kontrolle lateraler Veränderungen ist auf Grund fehlender lateral ausgedehnter Aufschlüsse in der Sierra de la Demanda leider nicht möglich.

### 5.1 Retrogradierender alluvialer Schuttfächer

• *Beschreibung*: Die Faziesarchitektur retrogradierender alluvialer Schuttfächer der Anguiano-Formation in der Sierra de la Demanda ist aus den Lithofaziestypen GCc, GMm, GMc und SPfm aufgebaut. In vertikalen Abfolgen von 5 bis 35 m Mächtigkeit kommt es zur Ausbildung von planar schräggeschichteten Sandsteinen, matrixgestützten Mittel- bis Grobkonglomeraten und klastengestützten Grobkonglomeraten. Die sandige Lithofazies SPfm ist dabei in Abhängigkeit von der Zyklusmächtigkeit zwischen 0,5 und 3,0 m mächtig. Die Basis jedes Zyklus ist als eine Flutungsfläche mit relativem Base-level-Hochstand ausgebildet. Innerhalb des alluvialen Fächersystems der Anguiano-Formation sind 15 Zyklen aufgeschlossen. Als Beispiel ist ein Auszug aus der unteren Anguiano-Formation in Abbildung 5-1 dargestellt.

• *Interpretation*: Charakteristisches Merkmal ist die sich wiederholende Ausbildung der Lithofazies-Abfolgen SPfm, GMc und GCc, wobei die Konglomeratfaziestypen auch in umgekehrter Reihenfolge auftreten können. Jeder Zyklus zeigt intern eine Verflachung an, die mit der Ausbildung einer Flutungsfläche beginnt. Die flach planar schräggeschichteten bis eben geschichteten Sandsteine sind die Folge einer starken unidirektionalen Strömung und werden als flachmarine Bildungen des Foreshores interpretiert. Nachfolgende grobklastische Schüttungen auf die Sandsteine führten zu einer Verflachung. Möglicherweise geht damit auch eine subaerische Exposition des Fächersystems einher. Mit steigendem Meeresspiegel werden die Konglomerate erneut von einem Foreshore-Sand überlagert und die Küstenlinie verschiebt sich um einen kleinen Betrag landwärts. Diese Zyklen werden als Parasequenzen 4. oder 5. Ordnung interpretiert und zeigen ein Retrogradieren des Ablagerungssystems an. Das Ablagerungssystem ist ein alluvialer Schuttfächer, der in eine Küstenebene oder ein flach marines Becken schüttet, ggf. auch ein Fan-Delta. Fluvial, alluviale Ablagerungsräume sind hochsen-

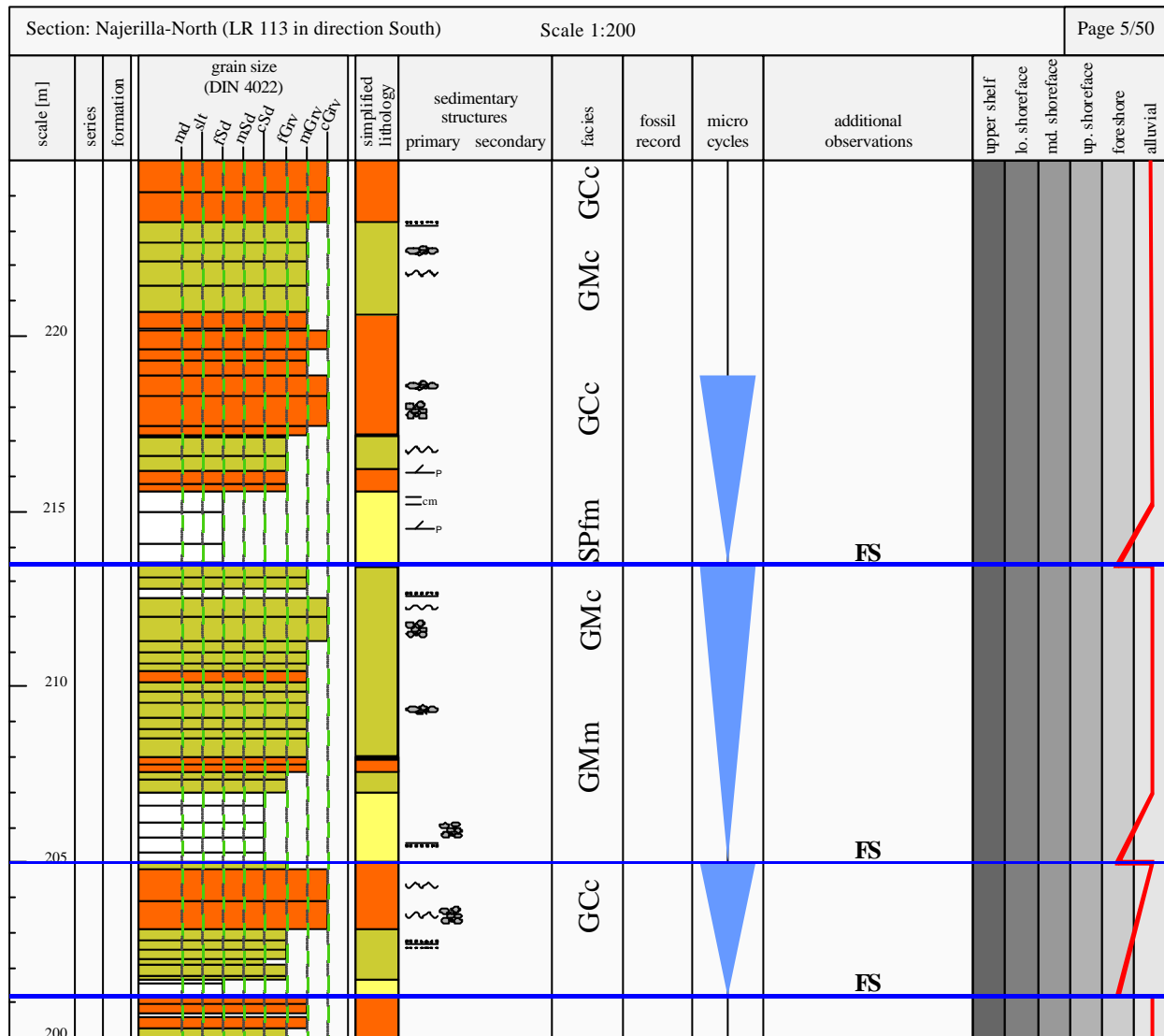


Abb. 5-1: Interpretierte Faziesarchitektur eines retrogradierenden alluvialen Schuttfächers, Anguiano-Formation, Najerilla Nord-Profil.

Fig. 5-1: Interpreted facies architecture of a retrograding alluvial fan, Anguiano Formation, section Najerilla North.

sibel im Bezug auf die Änderungen des Base-levels und des Klimas (COLLINSON 1996). Die Nähe des alluvialen Systems zur Küste kann möglicherweise zur Ausbildung einer grobklastischen Küste geführt haben. Vergleichbare Abfolgen beschreibt WENT (2005) aus der kambrisch-ordovizischen Rozel-Formation von Jersey. Auffällig ist in diesem Zusammenhang das horizontweise Auftreten von reinen klastengestützten Quarzkonglomeraten mit sehr geringem Matrixgehalt (Lithofazies GCc). WENT (2005) sieht den Prozess der Bildung alluvialer Schuttfächer durch die vegetationslose Landoberfläche im Kambrium und in besonderem Maße durch die damit verbundenen erhöhten Abfluß- und Erosionsraten gesteuert. Für alluviale Schuttfächer-sedimente der Rozel Conglomerate-Formation beschreibt er Folgen mit der Ausbildung besonders sand- und tonarmer Konglomerate, die zudem aus

sand- und tonreichen Liefergebieten stammen. Das Klima im unteren Unterkambrium, sowohl für die Rozel-, als auch für die Anguiano-Formation der Sierra de la Demanda war hingegen, bedingt durch die Position des Beckens in hohen Breitengraden, kühl. Möglicherweise hatte das eine reduzierte chemische Verwitterung zur Folge, die entsprechende Korngrößen hätte zur Verfügung stellen können. Das periodisch wechselnde Schütten von Konglomeraten der Lithofazies GMc und GCc kann möglicherweise durch die Ausbildung verschiedener Zuflußkanäle erklärt werden. Möglicherweise kam es bei höheren Schüttungsraten auch zu einer weiteren Progradation des alluvialen Systems in den Bereich des Shoreface. Eine vereinfachte Rekonstruktion des Ablagerungsraumes ist in Abbildung 5-2 dargestellt. Durch die in der Sierra de la Demanda strukturell begrenzten Aufschlüssen sind keine Aussagen

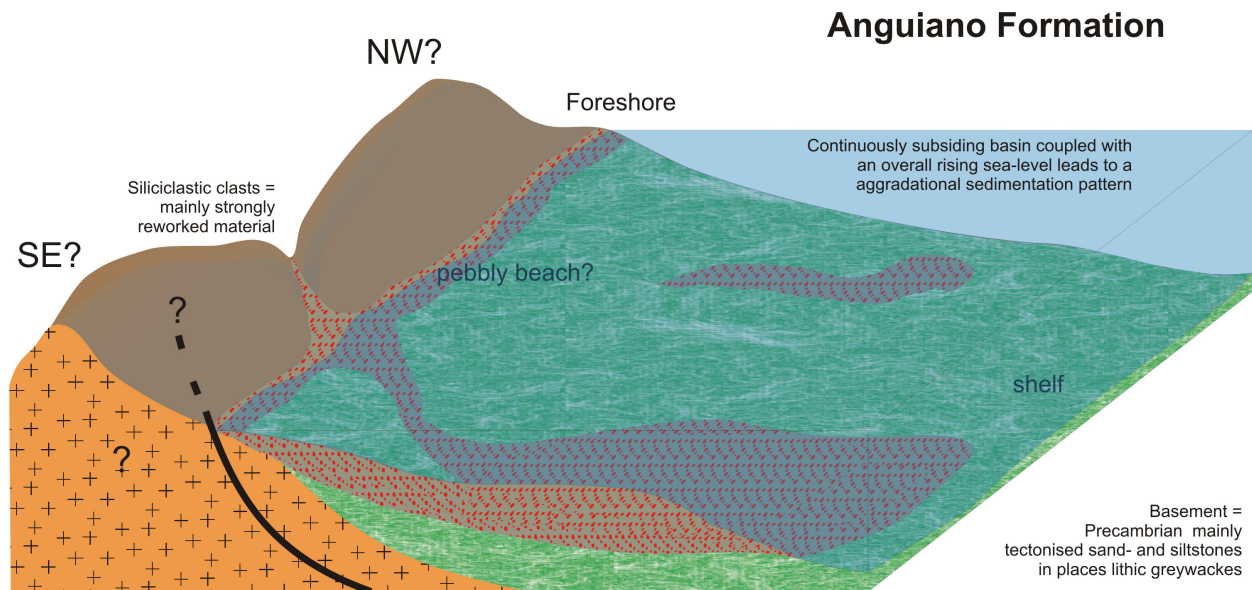


Abb. 5-2: Vereinfachtes Faziesmodell der Anguiano-Formation mit möglicher Verteilung der Konglomerate.

Fig. 5-2: Simplified facies model of the Anguiano Formation with possible distribution of the conglomerates.

zur lateralen Verteilung der Konglomerate möglich. Die in Abbildung 5-2 schematisch summierten Verteilungsmuster der Konglomerate bilden die Ausbildung eines Kiesstrandes und die Verlagerung größerer Konglomeratschüttungen in tiefere Schelfbereiche ab.

## 5.2 Übergang alluvialer Schuttfächer in einen Foreshore-Shoreface-Bereich

**Beschreibung:** Die hangenden Abfolgen der Anguiano-Formation sind von einem vermehrten Auftreten von flach planar bis eben geschichteten und normal gradierter Mittelsandsteine gekennzeichnet (Abb. 5-3). Die Bankmächtigkeiten und auch die Korngrößen der Konglomerate (Lithofazies GMm und GCc) nehmen im Vergleich zu den tieferen Einheiten der Anguiano-Formation ab. Die Mächtigkeiten der Zyklen betragen zwischen 2 und 5 Metern. An der Basis der Zyklen ist im Hangenden lokal trogförmige Schrägschichtung ausgebildet. In den sandigen Bänken an der Basis der Zyklen ist wellige Schichtung mit Siltbändern und -flasern im cm-Bereich beobachtet worden.

**Interpretation:** Interpretiert wird diese Faziesarchitektur als Übergangsbereich eines alluvialen Schuttfächers in einen Foreshore-Shoreface-Bereich. Das geringmächtigere und feinklastischere sowie nachlassend häufige Auftreten von matrix- und korngestützten Konglomeraten deutet auf eine Verminderung des topographischen Gradienten infolge eines möglicherweise verlangsamt ansteigenden Meeresspiegels hin. Die Zyklen werden dabei als Parasequenzen 4. oder 5. Ordnung interpretiert, die von einer Überflutungsfläche (flooding surface)

eingeleitet werden. Sie dokumentieren die hohe Frequenz kurzfristiger Base-level- oder relativer Meeresspiegeländerungen. COLLINSON (1996) gibt für solche Übergangszonen das vermehrte Auftreten von Schichtflutsedimenten (sheet floods) an, die Sedimentstrukturen einer unidirektionalen Strömung aufweisen können. Der retrograde Charakter ist auch hier, wie bei der Faziesarchitektur des retrogradierenden Schuttfächers, durch die Ausbildung der Zyklen dokumentiert. Eine subaerische Exposition kann hingegen durch die geringe Mächtigkeit und Häufigkeit der Konglomerate zwischen den marinen Sandsteinen ausgeschlossen werden. Die Sandsteine mit trogförmiger Schrägschichtung werden zudem als Ablagerungen des Übergangsbereichs des oberen Shoreface zum Foreshore interpretiert. Die Konglomerate werden deshalb als distale Schüttungen eines alluvialen Schuttfächers in das marine Becken interpretiert.

## 5.3 Transgressiver Fazieswechsel

• **Beschreibung:** Der Übergang der Anguiano-Formation in die Puntón-Formation ist im Profil Najerilla Nord aufgeschlossen. Die Lithofaziestypen HWLuf und HFLuf überlagern dort konkordant die sandig-konglomeratischen Abfolgen der Anguiano-Formation (Lithofazies GCc, GCMf). Der Übergang ist abrupt und ungestört (Abb. 5-4). Die Definition von Parasequenzen und die Identifizierung von Flutungsflächen ist für den oberen Bereich der Anguiano-Formation nur bedingt möglich.

• **Interpretation:** Der deutliche fazielle Wechsel beim Übergang der Anguiano- zur Puntón-Formation wird als Transgressionseffekt gedeutet. Die For-

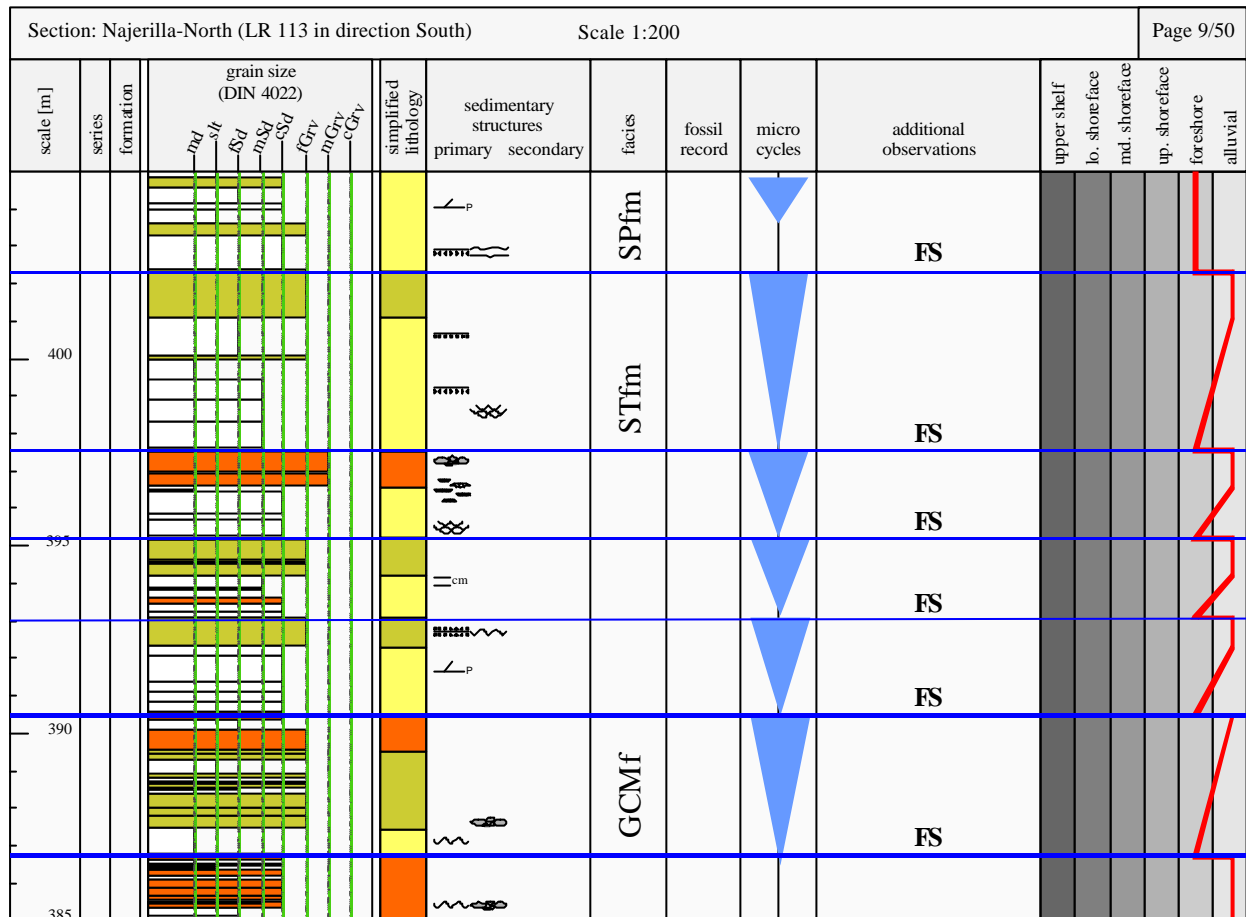


Abb. 5-3: Interpretierte Faziesarchitektur der Übergangszone eines alluvialen Schuttfächers in einen marinen Küstenbereich (foreshore), Anguiano-Formation, Najerilla Nord-Profil.

Fig. 5-3: Interpreted facies architecture of the transition of an alluvial fan into a marine foreshore, Anguiano Formation, Najerilla North section.

mationsgrenze markiert dabei eine marine Flutungsfläche. Gleichzeitig bleiben die Schüttungen der Konglomerate aus, was mit einer Verlagerung oder einem starken Retrogradieren des Fächersystems und/oder durch einen verminderten topographischen Gradienten gedeutet werden kann. Letzteres würde eine Einebnung des Hinterlandes bedeuten, das infolge der ausklingenden cadomischen Orogenese bis ins unterste Unterkambrium hinein gehoben wurde. Die Diskordanz an der Basis der kambrischen Abfolgen der Sierra de la Demanda dokumentiert dies. Das Ausbleiben der konglomeratischen Schüttungen und der ansteigende Meeresspiegel führten zu einer Reorganisation des Foreshore-Bereichs und der Ausbildung eines Wattbereichs.

#### 5.4 Tidales Foreshore (Watt)

• *Beschreibung:* Die tidalen Foreshore-Bereiche der Puntón-, Viniegra- und Najerilla-Formationen sind aus den Lithofaziestypen HWLuf, HFLuf, SSfm sowie SFfm und SMRfm aufgebaut (Abb. 5-

5). Dünnbankige, zum Teil zu mächtigen Einheiten amalgamierte Abfolgen von wellig, geflasert und linsig geschichteten Siltsteinen mit wechselnden Sandanteilen bestimmen die Fazies. Gelegentlich sind einzelne Sandsteinbänke mit bis zu 0,3 m Mächtigkeit ausgebildet. Wiederholte Einschaltungen von bogig schräggeschichteten Sandsteinen (Lithofazies SFfm) und Rinnen sind zu beobachten. Im Profil Arroyo de Roñas sind bei Profilmeter 70 (Abb. 5-5) Rinnensedimente mit deutlichem erosiven Einschneiden in die liegenden heterolithischen Gesteine aufgeschlossen, die von unstrukturierten, mächtigen (bis zu 1 m) Mittelsandsteinen überlagert werden. Kreuzschichtung tritt hingegen nur untergeordnet auf und ist nur schwach bidirektional ausgebildet.

• *Interpretation:* Diese Faziesarchitektur wird als tidales Foreshore (Watt) interpretiert. Wellige, flaserige und linsige Schichtung mit wechselnden Sandanteilen ist typisch für Strömungsmilieus mit mäßigen Strömungsenergien. Das Auftreten von isolierten Sandlagen wird hingegen als periodische Sturmereignisse interpretiert. Fehlende Sediment-

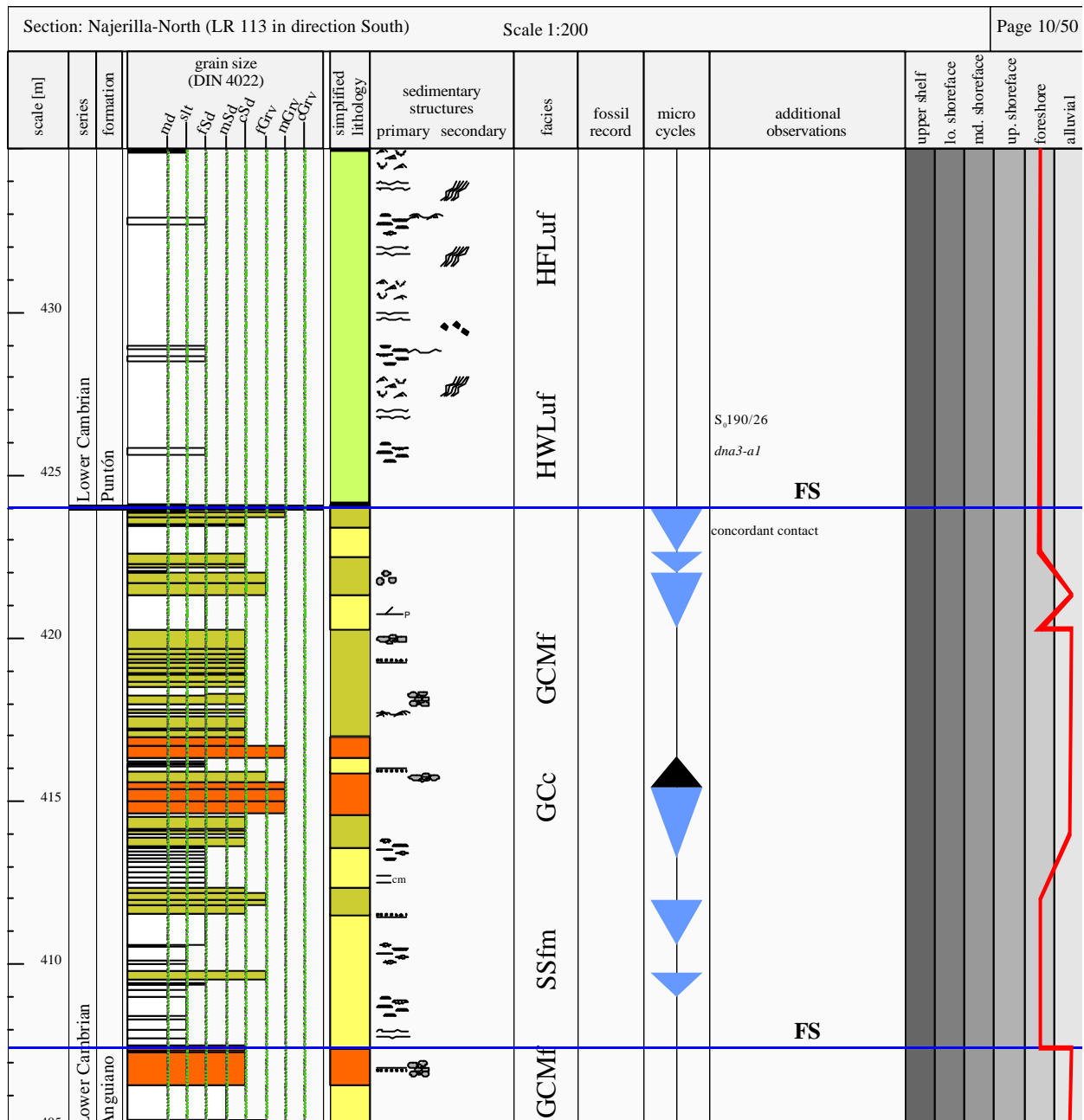


Abb. 5-4: Interpretierte Faziesarchitektur einer transgressiven Faziesabfolge, Anguiano- und Puntón-Formation, Najerilla Nord-Profil.

Fig. 5-4: Interpreted facies architecture of a transgressive facies succession, Anguiano and Puntón Formation, Najerilla North section.

strukturen in den Bänken der Puntón-Formation machen eine exakte Zuordnung allerdings nicht möglich. In den Viniegra- und Najerilla-Formationen sind hingegen einige Sturmsandlagen mit basalen eben geschichteten und nachfolgend Hummocky-schrägeschichteten Feinsandsteinen aufgeschlossen. Die Ausbildung von erosiv eingreifenden Rinnen mit interner bogiger Schrägschichtung wird auf eine Prielbildung im Zusammenhang mit Ebbströmen zurückgeführt. Die mächtigen Mittelsandsteine, die diese tidalen Rinnen und die flach bogig schrägeschichtete Sandsteine überlagern,

können möglicherweise als Basis eines Barrensysteams gedeutet werden, das sich im oberen Shoreface-Bereich küstenparallel ausgebildet hat. Beispiele für die Entwicklung von Barrensysteams sind in der Viniegra-Formation aufgeschlossen. Die klassische Definition von Wattenbereichen nach DALRYMPLE (1992) beschreibt Wattenbereiche als tidendomierte Sedimentationsbereiche mit flachen Gefällen, unbedeutenden Wellenbeeinflussung und gut ausgebildeten tidalen Prielen. In Abweichung zu diesem Modell wird der hier beschriebene Wattenbereich als ein durch moderate Sturmereignisse und mikro-

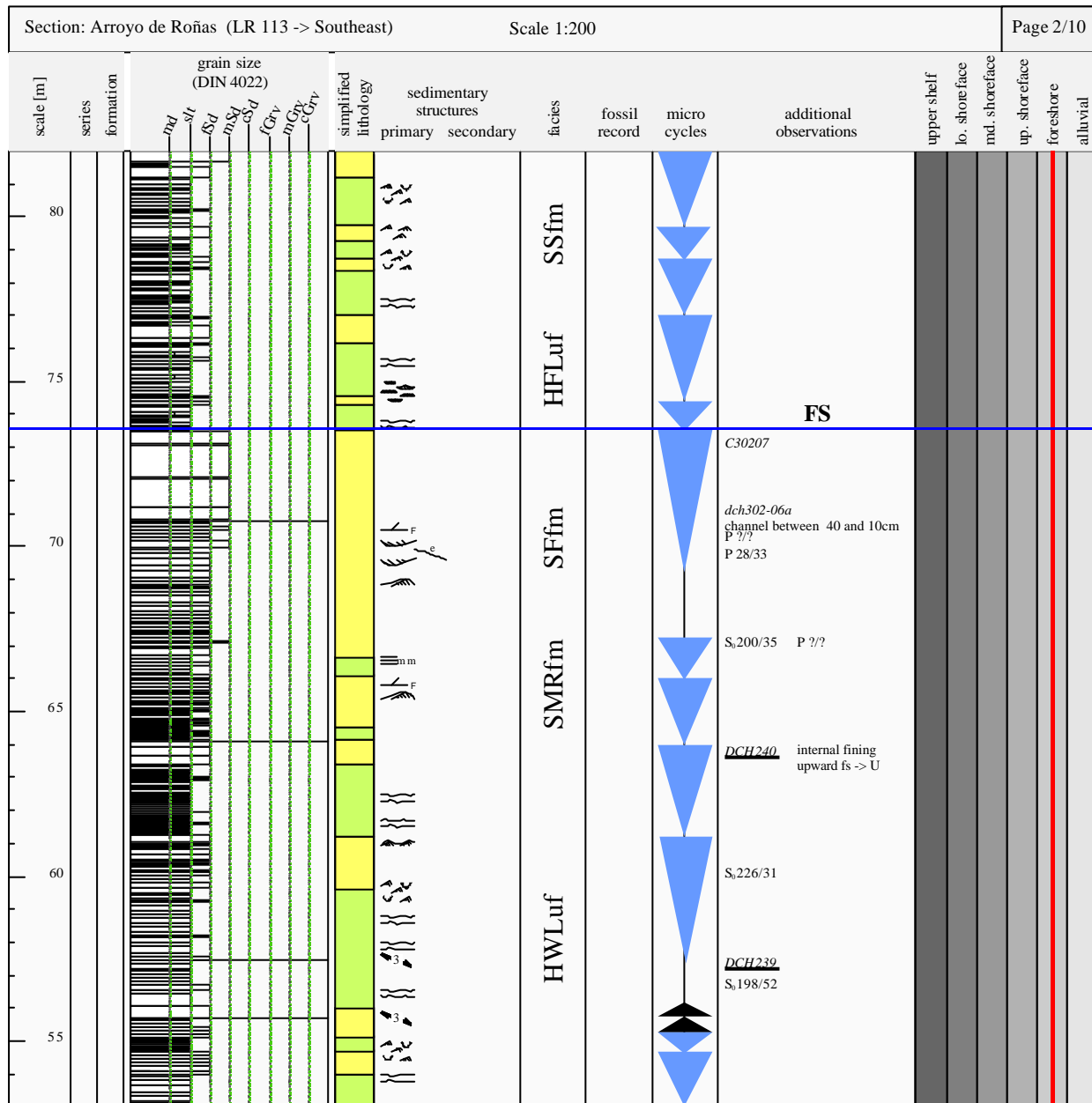


Abb. 5-5: Interpretierte Faziesarchitektur eines tidalen Foreshore-Bereichs (Watten), Puntón-Formation, Arroyo de Roñas-Profil.

Fig. 5-5: Interpreted facies architecture of a tidal foreshore (tidal flat), Puntón Formation, Arroyo de Roñas section.

bis mesotidale Einflüsse geprägter Bereich interpretiert. Ein stark vereinfachtes Modell des Ablagerungsraumes ist in Abbildung 5-6 dargestellt. Die für diese Ablagerungsräume typische Ausbildung von Kreuzschichtung dokumentiert durch ihre geringe Bidirektionalität einen stärkeren Ebb- als Flutstrom, was als Anzeichen eines mikrotidalen Watts interpretiert werden kann. Die tidalen Abfolgen in der Sierra de la Demanda sind geringmächtig ausgebildet. Übergänge zum oberen und unteren Shoreface sind dokumentiert. Es wird deshalb davon ausgegangen, daß die Phasen tidaler Sedimentation aus diesem Grunde nur kurz waren. Berücksichtigt werden muß dabei aber die Erhaltungsfähigkeit von

tidalen Sedimenten. Li et al. (2000) dokumentieren aus Beobachtungen an rezenten bis subrezentem Sedimenten einer offenen intertidalen Küste in Zentral-Ost-China die Erhaltungsfähigkeit von tidalen Sedimenten. Einzelne tidale Bündel können dementsprechend innerhalb eines Tidenzeitraums bis zu 10 % erhalten werden. Das Erhaltungspotential tidaler Bündel über einen Zeitraum von 100 Jahren betrachtet zeigte jedoch eine drastische Abnahme auf 0,2 %. Zurückzuführen ist dieser Verlust auf die Reorganisation des Schelfs inklusive des Foreshores infolge periodisch auftretender Stürme. Für die tidalen Abfolgen der Sierra de la Demanda wird ein tidaler Ablagerungsraum angenommen, der sowohl



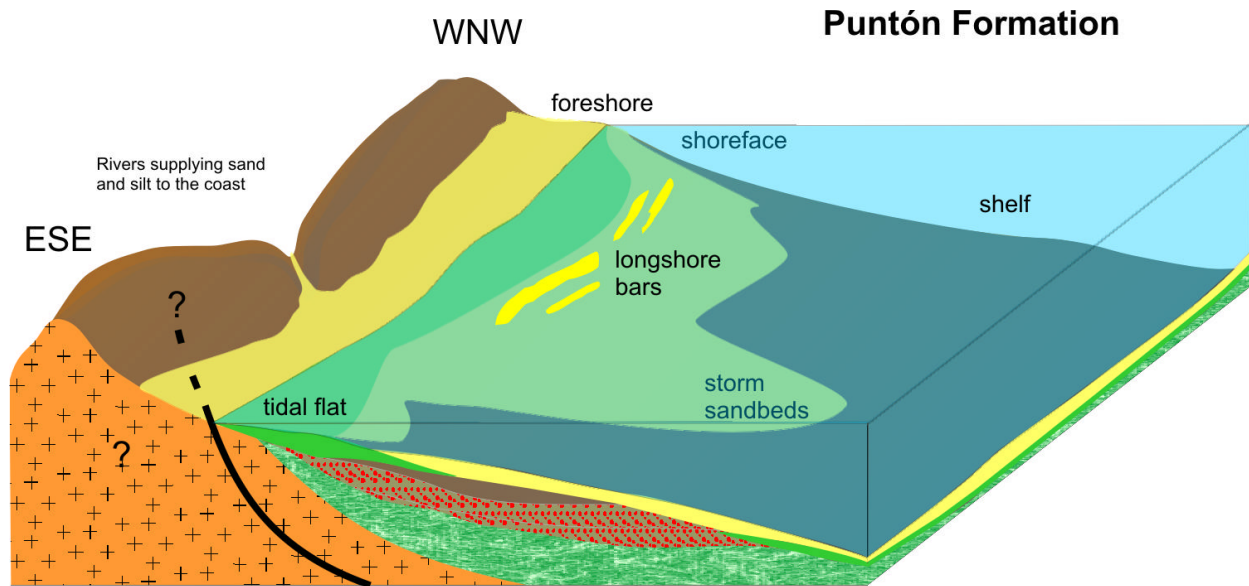


Abb. 5-6: Faziesmodell der unteren Puntón-Formation mit der Ausbildung eines Wattenbereichs und von küstenparallel orientierten Longshore bars.

Fig. 5-6: Facies model of the lower Puntón Formation with development of a tidal flat and longshore bars oriented parallel to the coast.

zeitweise durch küstenparallele Barrieresande geschützt war, jedoch auch dem Einfluß oszillierender Wellenbewegung ausgesetzt war.

### 5.5 Sandiges tidales Foreshore (Sandwatt)

• *Beschreibung:* Typische fazielle Architekturen von sandigen tidalen Foreshore-Bereichen sind in der mittelmakbrischen Viniegra-Formation aufgeschlossen (Abb. 5-7). Der liegende Bereich der Abfolge ist aus dünnbankigen parallel geschichteten Feinsandsteinen aufgebaut. Einzelne sehr flach planar schräggeschichtete Sandlagen sind zu beobachten. Im Hangenden wird diese Abfolge von wellig geschichteten bis unstrukturierten Siltsteinen überlagert, in denen einzelne isolierte Feinsandlagen mit Kreuzschichtung aufgeschlossen sind. Diese sind schwach bidirektional mit deutlicher Ausbildung von küstenabgewandten Schrägschichtungslaminae und schwächer ausgeprägten gegenläufigen, deutlich geringmächtigeren, Schrägschichtungslaminae. Die feinklastische Sedimentation wird zeitweise von dünnbankigen Sandlagen unterbrochen, die lokal ebenfalls Kreuzschichtung aufweisen. In den sandigeren Bereichen sind häufig Silt- bis Tonlagen zu beobachten, die das Relief der vorhergehenden Sandlage nachzeichnen. Rippelflächen symmetrischer Oszillationsrippeln sind zudem häufig. Größere Rippelstrukturen (> 50 cm Wellenlänge) sind unregelmäßig eingeschaltet. Grobsandigere Bänke mit planarer Schrägschichtung und steileren Schrägschichtungswinkeln treten auf. Vereinzelt sind Belastungsmarken zu beobachten.

• *Interpretation:* Das Auftreten von siltigen Abfolgen mit eingeschalteten feinsandigen Lagen und Kreuzschichtung wird als tidales Foreshore interpretiert. Die Verfügbarkeit und Menge des Sandes ist auf einen erhöhten klastischen Eintrag in das Becken zurückzuführen. Eine Reorganisation des Sediments erfolgte prinzipiell durch drei hydrodynamisch wirkende Kräfte: i) tidale Strömungen (Flut- und Ebbströme), ii) tidale Wellenbewegungen und iii) tidale Rinnenströmungen. MALVAREZ et al. (2001) weisen an rezenten tidalen Foreshorebereichen mesotidaler Tiden die wesentliche Sedimentverteilung außerhalb von Rinnen durch tidale Wellenbewegungen nach. Des weiteren sind starke Wellenbewegungen infolge episodischer Stürme an der Sedimentverteilung beteiligt. Die parallel bis flach planar schräggeschichteten dünnbankigen Feinsandsteine werden als Ablagerungen des oberen Foreshore unmittelbar an der Wasserlinie interpretiert. Hochenergetisches Auf- und Abfließen der Wellen führte in Kombination mit dem aus der Suspension ausfallenden Sediment zur Ausbildung einer ebenen bis sehr flach planaren Schichtung. Die Winkel der planaren Schrägschichtung sind von der Korngröße abhängig (REINECK & SINGH 1980). Suspensionen, auch größerer Körner, werden dabei an der Küstenlinie auf Grund der hohen Wellenenergie erzeugt.

### 5.6 Aggradierende Barrieresande / Longshore bars und Sandwellen

• *Beschreibung:* Aggradierende Abfolgen banki-

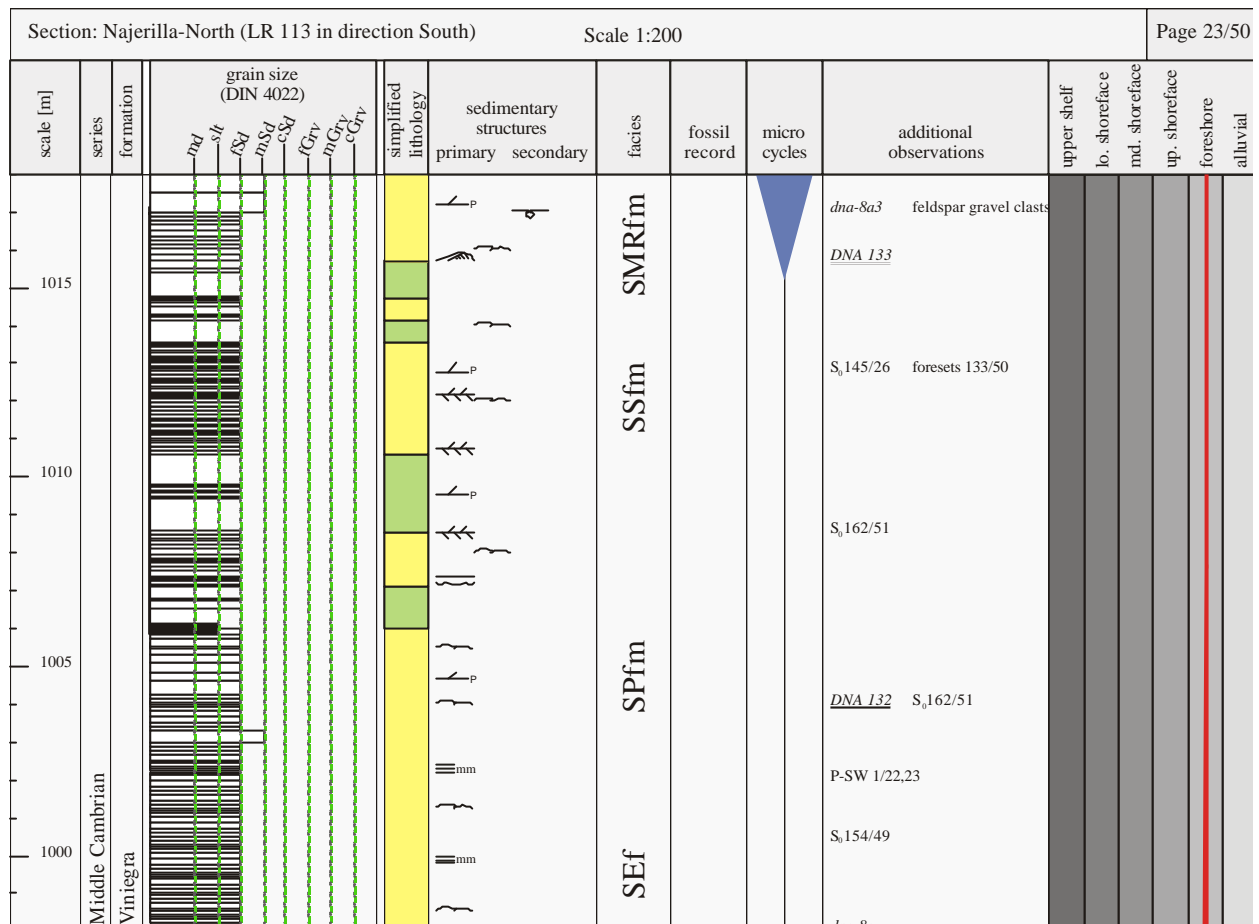


Abb. 5-7: Interpretierte Faziesarchitektur eines sandigen tidalen Foreshore-Bereichs (Sandwatten), Viniegra-Formation, Najerilla Nord-Profil.

Fig. 5-7: Interpreted facies architecture of a sandy tidal foreshore (sandy tidal flat), Viniegra Formation, Najerilla North section.

ger Fein- bis Mittelsandsteine mit trogförmiger und bogiger Schrägschichtung und gleichzeitiger Korngrößenabnahme dokumentieren eine Abfolge von Barrieresanden (Abb. 5-8) in der mitteltkambrischen Viniegra-Formation. Zusätzlich zur Korngrößenreduktion nehmen die Bankmächtigkeiten zum Hangenden der Makroform stark ab. Liegende mächtige Mittelsandsteinbänke erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 1,2 m, die dann sukzessiv auf Bankmächtigkeiten von bis zu 10 cm abnehmen. Vereinzelt sind dort wellig geschichtete Feinsandsteine sedimentiert. Die Formen können von geflaserten und linsig geschichteten Siltsteinen überlagert sein. Im Profil Najerilla Nord zeigt sich eine Stapelung mehrerer gleicher derartiger Abfolgen. Flutungsflächen sind schwierig zu identifizieren, können jedoch vereinzelt durch Bereiche verstärkter Siltsedimentation mit geringen Sandanteilen belegt werden. Strömungsmessungen an bogig schräggeschichteten Sandsteinen ergeben Strömungen in Richtung SSW. Charakteristikum einiger isoliert vorkommender trogförmig schräggeschichteter Sandsteine ist die Ausbildung von Beulenrippeln. Einzelne Makrofor-

men erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 8 m.

- *Interpretation:* Tidale Barrieresande sind eine besonders in transgressiven Systemen oft zu beobachtende Makroform (GALLOWAY & HOBDA 1996). Die Ausbildung küstenparalleler Barren (Longshore bars) ist dabei eine besonders häufige Form. Das Stapelungsmuster dieser Sandkörper in der Viniegra-Formation ist aggradierend und wird als Folge ausreichender Sedimentverfügbarkeit und eines kontinuierlich steigenden Meeresspiegels interpretiert. Der Eintrag ausreichenden Sediments kann für diesen Bereich der Viniegra-Formation als gesichert angenommen werden, obwohl es keinen Nachweis deltaischer Schüttungen gibt. Nicht-deltaische Küsten haben dagegen niedrige Sedimentationsraten und sind deshalb von Erosion dominiert (NUMMEDAL & SWIFT 1987) und bilden dementsprechend weniger Schelfbarren aus. GALLOWAY & HOBDA (1996) unterscheiden 3 Formen von Schelfbarren: i) Sandwellen, ii) tidale Sandrücken und iii) sturmgenerierte Käme. Eine exakte Zuordnung der im Gelände identifizierten Formen zu diesen Modellformen ist nicht immer möglich. Häu-



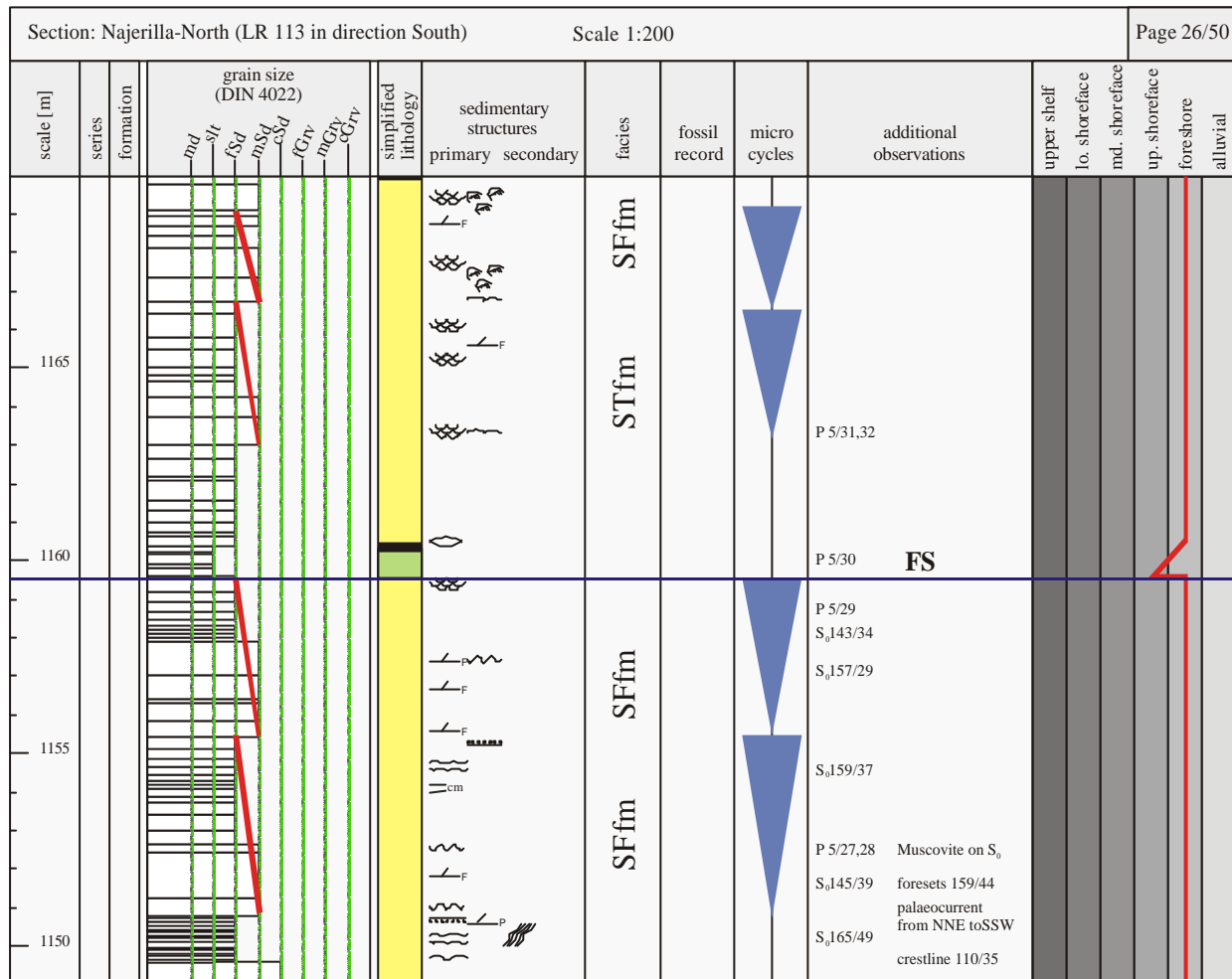


Abb. 5-8: Interpretierte Faziesarchitektur aggradierender küstenparalleler Barrieresande, Viniegra-Formation, Najerilla Nord-Profil.

Fig. 5-8: Interpreted facies architecture of aggradational parallel-to-shoreline barrier sands, Viniegra-Formation, Najerilla North section.

fig lassen sich jedoch deutliche Wechsel von trogförmiger zu bogiger Schrägschichtung beobachten, was ein Indiz für Sandwellen ist. Diese Formen erreichen während ihrer Bildung eine maximale Höhe von ca. 7-8 m. Durch nachfolgende Barren werden diese jedoch teilweise eingerumpft. Charakteristisch sind die für den oberen Bereich dieser Makroform steil einfallenden bogigen Schrägschichtungsblätter, die sich gut im Gelände beobachten lassen. Barrieresande sind mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten migrierende Formen, die hauptsächlich durch starke küstenparallele Strömungen bewegt und durch oszillierende Wellenbewegungen aufgearbeitet und verändert werden. Beobachtungen zeigen jedoch, dass sich bei niedrigerenergetischen Küsten weniger Longshore bars bilden als bei hochenergetischen Küsten (NUMMEDAL & SWIFT 1987). Die Migration hingegen erfolgt bei diesen Formen nicht nur küstenparallel, sondern auch landwärts oder seewärts. Der steigende Meeresspiegel verursacht generell eine Land-

wärtsbewegung, wobei die Barrieresande vorwiegend im oberen und mittleren Shoreface angesiedelt sind. Die Erhaltungsfähigkeit dieser Makroformen ist jedoch von der Geschwindigkeit des Meeresspiegelanstiegs abhängig (READING & COLLINSON 1986). Bei rasch ansteigendem Meeresspiegel ist das Erhaltungspotential durch ein Ertrinken der Form und damit auch einer nachlassenden Aufarbeitung durch oszillierende Wellenbewegungen größer als bei moderat ansteigendem Meeresspiegel. Hier führt die Aufarbeitung der Barren durch Wellen zu einem Abtransport des Sandes in tiefere Bereiche des Shoreface.

## 5.7 Regressive Schelf-Shoreface-Foreshore-Signatur

- *Beschreibung:* Regressive Signaturen sind beispielsweise im Unterkambrium der Puntón-Formation im Profil Najerilla Nord aufgeschlossen. Distale Schelfsedimente mit variablem Tongehalt

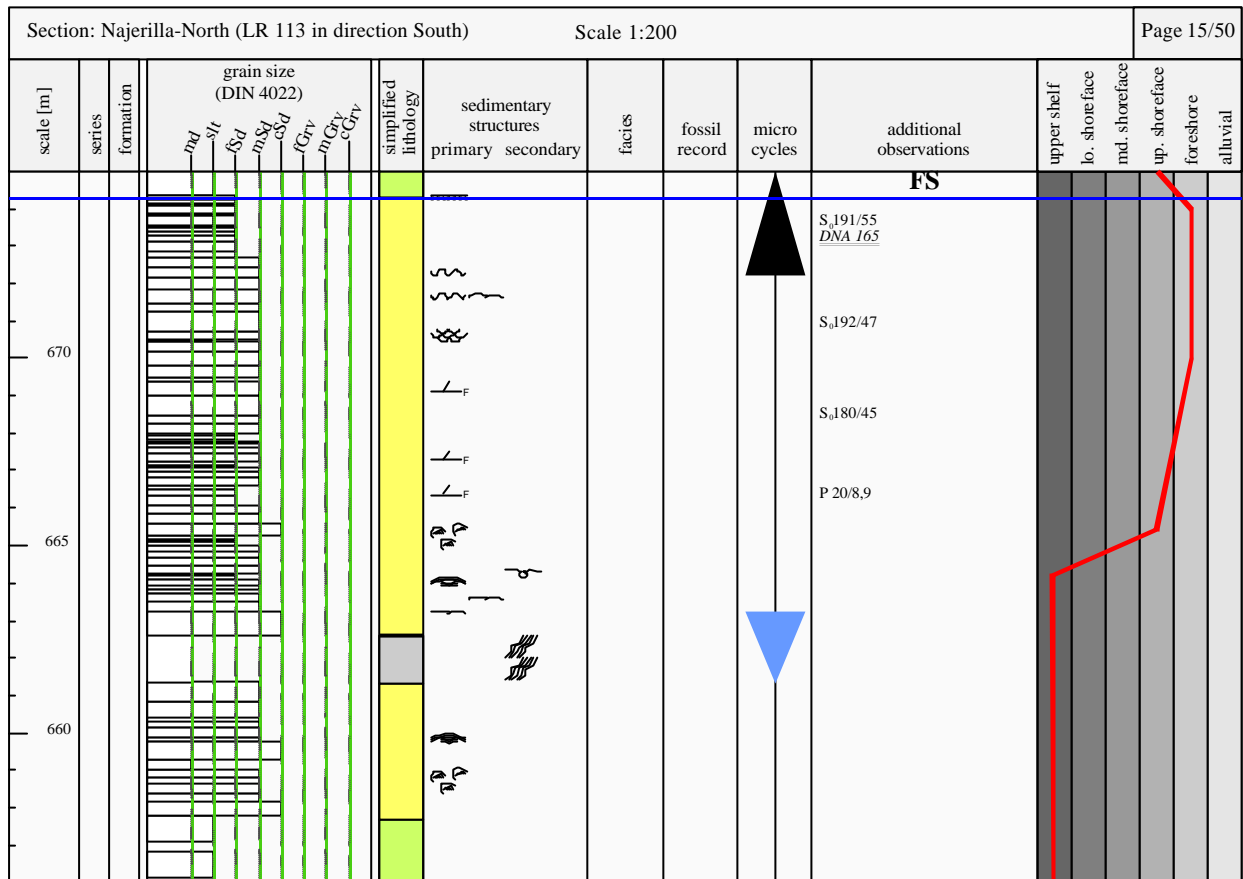


Abb. 5-9: Interpretierte Faziesarchitektur einer regressiven Schelf-Shoreface-Foreshore-Signatur, Puntón-Formation, Najerilla Nord-Profil.

Fig. 5-9: Interpreted facies architecture of a regressive shelf-shoreface-foreshore signature, Puntón Formation, Najerilla North section.

sind dort weitestgehend unstrukturierte Siltsteine (Abb. 5-9). Gelegentlich eingeschaltete feine Sandlinsen sind ohne Internstrukturen ausgebildet. Bioturbation ist in diesem Bereich häufig. Dünnbankige Feinsandsteinlagen mit Hummocky-Schrägschichtung sind in unregelmäßigen Abständen ausgebildet. Vereinzelt sind Belastungsstrukturen dieser Sandlagen in die Siltsteine zu beobachten. Ein rapider Wechsel dieser Schelfsedimentation hin zu bogig und trogförmig schrägschichteten Mittelsandsteinen ist mehrfach zu beobachten. Diese Zyklen sind in einer Mächtigkeit von ca. 15-20 m ausgebildet und werden von einer Überflutungsfläche, nach der erneut Schelfsedimente sedimentieren, begrenzt.

• *Interpretation:* Die Deutung als ein starkes regressives Signal stützt sich auf die rasche fazielle Änderung vom Schelf oder Unterer Shoreface hin zu Sedimentationsräumen des Oberen Shoreface. Die in die Siltsteine des Schelfes eingeschalteten dünnbankigen Feinsandsteinlagen mit Hummocky-Schrägschichtung werden als Sturmsandlagen interpretiert (AIGNER 1985). Belastungsstrukturen sind

die Folge der Materialheterogenität zwischen den Sand- und Siltsteinen. Bogige Schrägschichtung und insbesondere trogförmige Schrägschichtung sind in marinen Ablagerungsräumen typische Sedimentstrukturen des oberen Shoreface. Das erneute Auftreten von Schelfsedimenten wird als Beginn eines neuen Überflutungszyklus interpretiert.

## 5.8 Sturmbeeinflußter Unterer Shoreface - Schelf

• *Beschreibung:* Sturmbeeinflusste Bereiche des unteren Shoreface und Schelf sind charakteristisch für die Abfolgen der Najerilla-Formation im Oberkambrium. Weitestgehend unstrukturierte siltig-tonige Schelfsedimente weisen lediglich einige Feinsandlinsen ohne Interstrukturen auf. Häufig ist *Cruziana*- und *Diplichnites*-Ichnofauna. In diese monotone Schelfabfolge sind episodisch Feinsandsteinbänke mit deutlich bikonvexen Schrägschichtungslaminae (Hummockys) eingeschaltet. Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke reicht von 5 bis 50 cm. An der Basis der Bänke treten lokal Erosionskolke und/oder ebene parallele Schichtung auf.

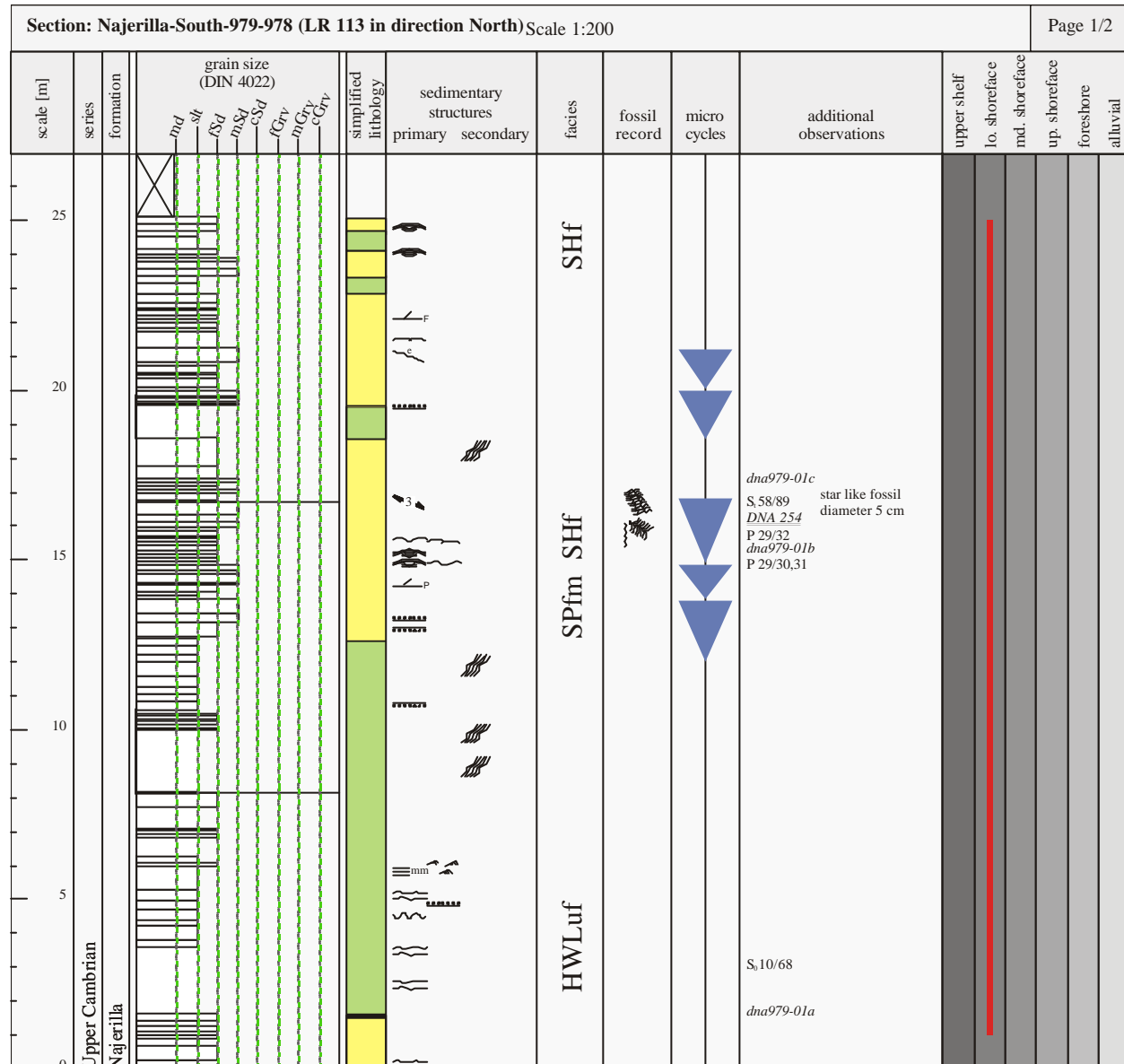


Abb. 5-10: Interpretierte Faziesarchitektur eines sturmbeeinflussten Schelfs, Najerilla-Formation, Najerilla Süd 979-978 Profil.

Fig. 5-10: Interpreted facies architecture of a storminfluenced shelf, Najerilla Formation, Najerilla South 979-978 section.

Mehrere gleichartige Sandsteinlagen sind durch dünne (mm) Tonsedimente voneinander getrennt (Abb. 5-10).

• *Interpretation:* Die siltig-tonigen Sedimente, in denen Bioturbation und Ichnofauna häufig sind, werden als Bildungen des Unteren Shoreface oder des Schelfs interpretiert. Die in die Abfolgen eingeschalteten Feinsandsteinbänke sind auf Grund der deutlich ausgebildeten Hummocky-Schrägschichtung Sturmsandlagen. Während eines Sturmes hat durch die vom Wind über Reibungskräfte auf die Meeresoberfläche wirkende Kraft die Bildung von Wellen hoher Amplitude und Wellenlänge zur Folge. Die Auswirkungen dieser Wellen reichen in größere Meerestiefen, erodieren Sediment und

transportieren es in distalere Bereiche des Schelfs. Sturmereignisse können episodisch (z.B. große Hurricanes) oder zyklisch (z.B. Winterstürme) auftreten. In den für die Sierra de la Demanda vorliegenden Untersuchungen ist keine offensichtliche Zyklizität beobachtet worden.



## 6 Sequenzanalyse

Sequenzstratigraphie ist eine Unterdisziplin der Stratigraphie, die als die Historische Geologie geschichteter Gesteine verstanden werden kann (EMERY & MYERS 1996). Sie analysiert dabei stratigraphische Signaturen und Ablagerungsmuster, die sich in Abhängigkeit von Tektonik, Eustatik und dem Klima in den Abfolgen eines Sedimentbeckens in einer zeitlichen Reihenfolge abbilden. Tektonik und Eustatik kontrollieren dabei den für die Sedimentation verfügbaren Raum (Akkommodationsraum). Tektonik, Eustatik und Klima regeln in diesem System die Sedimentzufuhr (EMERY & MYERS 1996). Die Füllung des Akkommodationsraumes kann mit sequenzstratigraphischen Methoden in genetisch miteinander in Beziehung stehenden Gesteinsabfolgen und der sie begrenzenden Diskordanzen und deren korrelierenden Flächen gegliedert werden (VAN WAGONER et al. 1990).

Das Konzept der Sequenzstratigraphie basiert auf grundlegenden Arbeiten von SLOSS (1962, 1963) und ist insbesondere in der seismischen Explorationsgeologie weiterentwickelt worden (VAIL et al. 1977; POSAMENTIER et al. 1988; VAN WAGONER et al. 1990). Mit der jüngeren Entwicklung der Sequenzstratigraphie als einer modernen analytischen Methode sind systematische und quantitative Verfahren zur Analyse von Sequenzen eingeführt worden (MIALL 2005). Sequenzen umfassen dabei Zyklen verschiedener Dauer (z.B. Glazieustasie, (Periodizität  $10^{4-5}$  Jahre) oder eustatische Ausgleichsbewegungen als Folge des Sea-Floor-Spreadings (Periodizität  $10^{7-8}$  Jahre)), die die Folge eines sich kontinuierlich ändernden relativen Meeresspiegels sind (Abb. 6-2). Bei Parasequenzen und Sequenzen i.e.S. (depositional sequences) ist die die Sequenzarchitektur bestimmende Größe der von Tektonik, Klima und Eustatik gesteuerte Base-level (Abb. 6-1). Durch Definition von WHEELER (1964) eines global aktiven stratigraphischen Base-levels als universelle Kontrolle aller Sedimentationsvorgänge wurde erstmals das Konzept des Base-levels etabliert. TIMOTHY CROSS von der Genetic Stratigraphy Research Group der Colorado School of Mines (CROSS & HARBAUGH 1990) zeigte, daß Variationen des Base-levels als zeitabhängige Größe in jedem sedimentären System vorkommen und in Fazies-Trakten identifiziert werden können. Dem Base-level-Konzept liegt zugrunde, daß die Organisation genetisch verbundener Ablagerungsräume von zeitlichen und räumlichen Änderungen des Verhältnisses zwischen Akkommodationsänderung und Sedimentationsrate kontrolliert wird (PÖPPELREITER 1999).

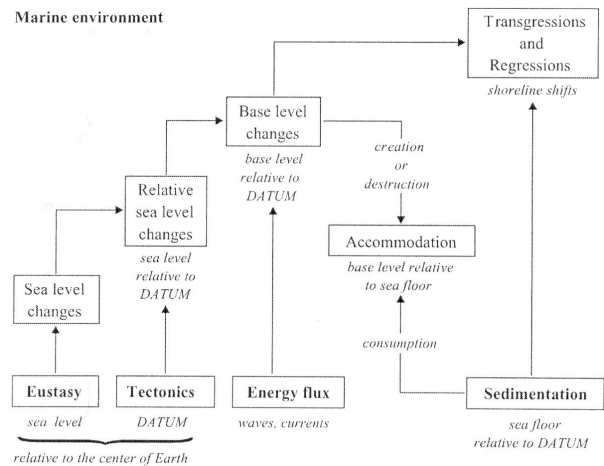


Abb. 6-1: Kontrollfaktoren von Akkommodation und Küstenlinienwanderungen in marinen Ablagerungsräumen, CATUNEANU et al. (2005).

Fig. 6-1: Controls on accommodation and shoreline shifts in marine environments, CATUNEANU et al. (2005).

Für stratigraphische Arbeiten ist die Ausarbeitung eines regionalen Sequenzmodells und einer guten stratigraphischen Kontrolle. Für die Sierra de la Demanda sind biostratigraphische Alter rar und chronostratigraphische Alter nicht vorhanden. Zusätzlich ist die Analyse von Sequenzen im Präkambrium und ebenso im Kambrium beeinträchtigt infolge der strukturellen Deformation und der fragmentierten Erhaltung der Abfolgen. Trotz dieser offensichtlichen Schwierigkeiten erlauben die Aufschlußverhältnisse der Sierra de la Demanda auch für das Kambrium die Aufstellung eines hinreichend genauen sequenzstratigraphischen Modells.

Die 10 vorwiegend lithostratigraphisch definierten kambrischen Formationen der Sierra de la Demanda sind in einem für das Kambrium NE-Spaniens erstmaligen Ansatz in ein sequenzstratigraphisches Modell integriert worden. Auf der Basis von sedimentologischen Profilaufnahmen und Lithofazies- sowie Faziesanalysen läßt sich ein genetisch sequenzstratigraphisches Modells entwickeln. Interpretierte vertikale Faziesabfolgen der Sierra de la Demanda erlauben die Definition einer Abfolge genetisch in Beziehung zueinander stehender Einheiten, die sich in Abhängigkeit vom relativen Meeresspiegels und Base-level entwickelt haben.

Die kambrischen Gesteine der Sierra de la Demanda formen zwei Megasequenzen 2. Ordnung (Abb. 6-3). Die erste umfasst das vollständige Unterkambrium bis ins untere Mittelkambrium und beschreibt eine transgressive Sequenz vom unteren

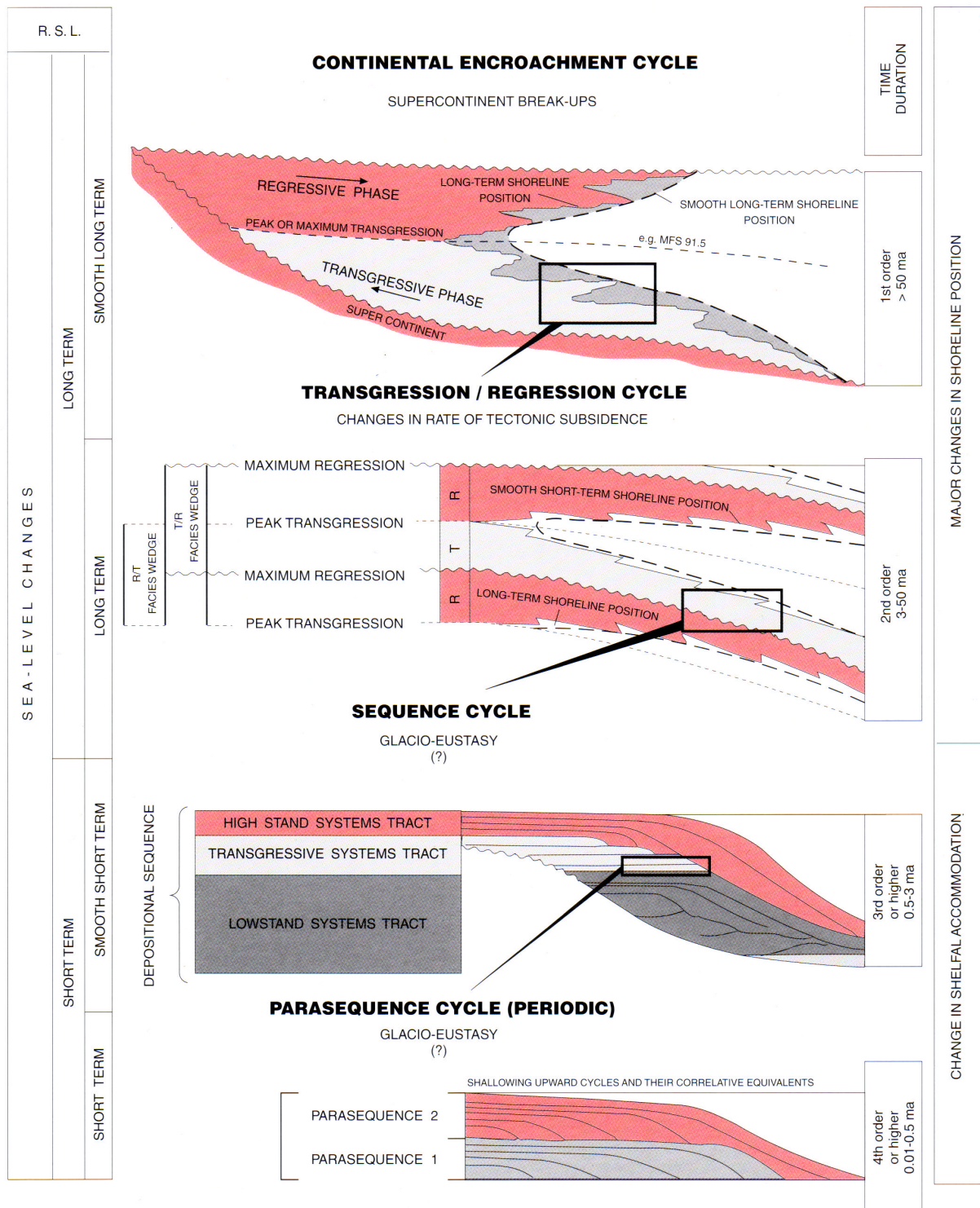


Abb. 6-2: Hierarchie stratigraphischer Zyklen (MYERS &amp; MILTON 1996).

Fig. 6-2: Hierarchy of stratigraphic cycles (MYERS &amp; MILTON 1996).

Unterkambrium (Cordubium) bis mindestens zum oberen Marianium. Faziesanalysen und die Konstruktion einer Base-level-Kurve erlauben die Analyse von Sequenzen 3. Ordnung. Eine Schichtlücke im Mittelkambrium verhindert die kontinuierliche Analyse. Deutlich ist jedoch die für die Gatón- und Viniegra-Formationen ermittelte Reduktion des Akkommodationsraumes. Die zweite Megasequenz um-

fasst die Viniegra- und Najerilla-Formationen sowie die unterordovizische Brieva-Formation. Sie ist ebenfalls eine transgressive Sequenz 2. Ordnung.

### 6.1 Sequenzen des Unterkambriums

Die Identifizierung der Base-level-Zyklen im Unterkambrium erlaubt die Definition von zwei Sequenzen 3. Ordnung.

### 6.1.1 Sequenz LCb-1

Sequenz LCb-1 besteht aus der Anguiano- und der unteren bis mittleren Puntón-Formation. Die untere Grenze ist durch eine regionale Erosionsdiskordanz gekennzeichnet. Die konglomeratische Fazies der Anguiano-Formation dokumentiert den Beginn einer transgressiven Sequenz, die durch Sedimentation oberhalb oder knapp unterhalb des Base-levels gekennzeichnet ist. Sie dokumentiert damit einen Lowstand-Systems-Trakt. Die Anguiano-Konglomerate sedimentierten dabei auf ein Paläorelief. Diese Entwicklung im Zusammenhang mit der faziellen Abfolge von Foreshore-Sedimentation zur unteren Shoreface-Sedimentation zeigt eine Zunahme des Akkomodationsraumes an. Die obere Einheit der Sequenz LCb-1 ist in proximaler Fazies ausgebildet, welches als Progradation und Füllung des Akkomodationsraumes interpretiert wird und somit einen Highstand-Systems-Tract abbildet. Die hangende Sequenzgrenze von Sequenz LCb-1 hat Foreshore-Sedimente bei einem Meeresspiegel-Tiefstand aufgeschlossen.

### 6.1.2 Sequenz LCb-2

Die stratigraphischen Abfolgen dieser Sequenz sind die oberen Abfolgen der Puntón-Formation. Die basale Fläche eines relativen Meeresspiegel-Tiefstandes wird als Sequenzgrenze interpretiert. Die anschließenden proximalen Sedimente dokumentieren einen Lowstand-Systems-Tract. Die Entwicklung von proximaler Fazies zu Schelf-Fazies und zurück zu proximaler Fazies dokumentiert einen transgressiv-regressiven Zyklus mit einem scharfen regressiven Trend. Die Foreshore- und oberen Shoreface-Sedimente der oberen Puntón-Formation werden als Sedimente eines Highstand-Systems-Tracts interpretiert.

## 6.2 Sequenzen des Mittelkambriums

Für das Mittelkambrium sind zwei Sequenzen 3. Ordnung identifiziert worden.

### 6.2.1 Sequenz MCB-1

Die mittelkambrische Sequenz MCB-1 umfasst die liegenden Abfolgen der Viniegra-Formation. Der faziell deutliche Übergang der Abfolgen der Gatón-Formation in die proximalen Sedimente der Viniegra-Formation wird als Sequenzgrenze interpretiert. Ein rascher Anstieg des Akkomodationsraumes dokumentiert den transgressiven Sequenzabschnitt von Sequenz MCB-1. Die Entwicklung von distaler Schelffazies in proximale obere Shoreface-Fazies wird als regressiver Zyklus-

abschnitt von Sequenz MCB-1 gedeutet.

### 6.2.2 Sequenz MCB-2

Die Sequenz MCB-2 dokumentiert einen zweiten transgressiv-regressiven Zyklus im Mittelkambrium der Sierra de la Demanda. In der transgressiven Phase wurden mächtige Sedimentfolgen des mittleren Shoreface abgelagert, die im weiteren Verlauf in distale Schelfsedimente übergehen und einen Highstand-Systems-Tract definieren. Die hangende Sequenzgrenze von Sequenz MCB-2 ist nicht aufgeschlossen. Flankierende flachmarine Sedimente dokumentieren allerdings einen relativen Meeresspiegel-Tiefstand. Möglicherweise kann hier subaerische Exposition stattgefunden haben.

## 6.3 Sequenzen des Oberkambriums

Die Analyse der Base-level-Zyklen erlaubt die Definition von 4 Sequenzen 3. Ordnung für das Oberkambrium, die die vollständige Najerilla-Formation und die untere Brieva-Formation umfassen.

### 6.3.1 Sequenz UCb-1

Sequenz UCb-1 ist ein vollständig ausgebildeter Transgressions-Regressions Zyklus. Eine kontinuierliche Phase mit Fazieswechseln von Foreshore- zu unteren Shoreface-Sedimenten dokumentiert die transgressive Phase dieser Sequenz (TST). Eine kurze Highstandphase mit unteren Shoreface-Sedimenten wird von einer raschen regressiven Phase abgelöst.

### 6.3.2 Sequenz UCb-2

Sequenz UCb-2 ist in gleicher Weise wie Sequenz UCb-1 ausgebildet und umfasst Foreshore bis Schelf-Sedimente. Der abrupte Fazieswechsel von Schelf- zu Foreshore-Sedimenten dokumentiert den regressiven Abschnitt dieser Sequenz.

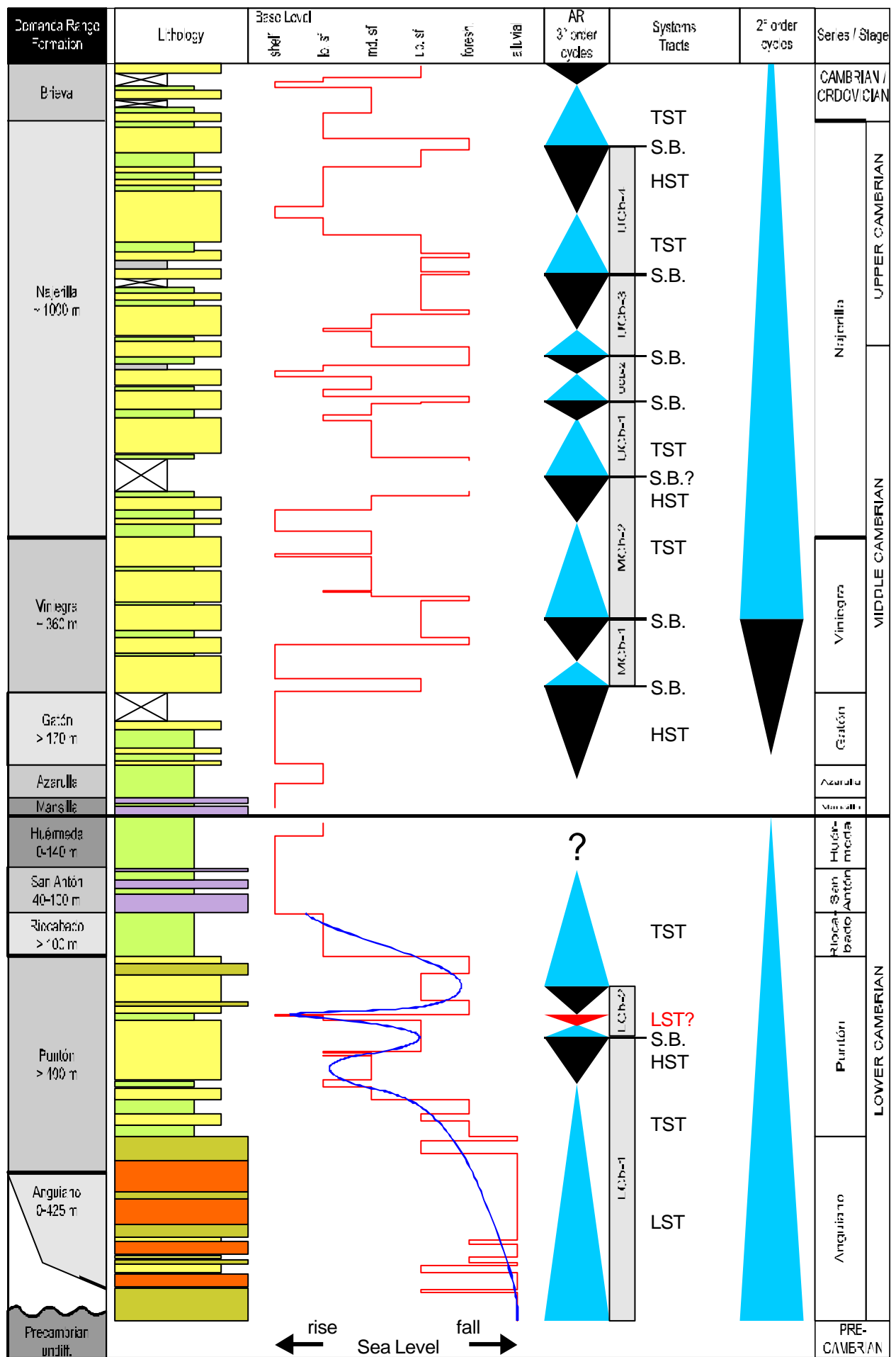
### 6.3.3 Sequenz UCb-3

Sequenz UCb-3 ist durch einen raschen Meeresspiegelanstieg mit Fazieswechseln von Foreshore zu unterer Shoreface-Fazies gekennzeichnet. Ein verzögerter Fazieswechsel und eine lange stabile Periode von Flachwasserfazies wird als Lowstand-Systems-Tract interpretiert.

### 6.3.4 Sequenz UCb-4

Sequenz UCb-4 dokumentiert einen weiteren Transgressions-Regressions-Zyklus im Oberkambrium, der eine starke Symmetrie der Systemtrakte aufweist.







Accommodation rate    increasing (TST)    decreasing (HST)    decreasing (LST)

Abb. 6-3: Gegenüberliegende Seite: Interpretiertes sequenzstratigraphisches Modell der kambrischen Abfolgen der Sierra de la Demanda.

Fig. 6-3: Opposite side: Interpreted sequence stratigraphic model of the Cambrian successions in the Sierra de la Demanda.



## 7 Subsidenzmodellierung

Voraussetzung für die Bildung sedimentärer Becken ist neben einem Sedimenteintrag oder entsprechenden Karbonatproduktionsrate die Verfügbarkeit von ausreichend Akkomodationsraum unterhalb des Base-levels. Neben eustatischen Meeresspiegelschwankungen ist die Schaffung des Akkomodationsraums abhängig von krustaler Subsidenz. Steuernde Faktoren dieser Vertikalbewegungen sind Isostasie, die als Funktion der Mächtigkeit und Dichte verschiedener krustaler Ebenen beschrieben werden kann, thermische Kontraktion und flexurelle Belastung der Kruste. In der Entstehungsphase eines Sedimentbeckens überwiegt die tektonische Subsidenz, die zunächst die Folge von Isostasie ist. Mit zunehmendem Sedimenteintrag wird zur tektonischen Subsidenz eine auflastgesteuerte Subsidenz addiert.

Um aus einer irreversibel kompaktierten Sedimentabfolge die Subsidenzraten in Abhängigkeit von der Zeit herauszufiltern, sind eine Reihe von Berechnungsschritten notwendig, die allgemein unter dem Begriff „Geohistory analysis“ (VAN HINTE 1978) oder Subsidenzmodellierung zusammengefasst werden. Besonders die Fortschritte in der Mikropaläontologie, die genauere stratigraphische Datierungen und paläobathymetrische Einschätzungen ermöglichten, trugen zur Entwicklung quantitativer Verfahren bei (VAN HINTE 1978; STECKLER & WATTS 1978; SCLATER & CHRISTIE 1980). Zunächst werden dabei die krustalen Ebenen oder sedimentären Einheiten zu ihrer synsedimentären Mächtigkeit dekompaktiert. Ergebnis sind zeitlich diskretisierte Sedimentakkumulationsraten. Um wahre Subsidenzraten im Bezug auf ein Referenzdatum (z.B. relativer Meeresspiegel) zu berechnen, sind paläobathymetrische und eustatische Korrekturen notwendig. Um Aussagen über die tektonische Komponente der Gesamtsubsidenz machen zu können, muß die auflastbedingte Subsidenz aus der Gesamtsubsidenz herausgerechnet werden. Das dabei angewandte Backstripping-Verfahren basiert auf Untersuchungen von WATTS & RYAN (1976), die als erste Berechnungen für die Isolation tektonischer Subsidenzen von isostatischen Effekten der Auflast am Beispiel des Golf von Lyon zeigten. Quantitative Ergebnisse des Backstrippings können für die Interpretation der Entwicklung und des Baustils sedimentärer Becken genutzt werden.

### 7.1 Porositäts-Teufen-Beziehung

Die Versenkung sedimentärer Schichtstapel in einem Becken verursacht Porositätsverluste, die auf mechanische Kompaktion und physikochemische

Prozesse wie Drucklösung und Zementation zurückzuführen sind (ALLEN & ALLEN 2005). Die Folge einer Versenkung ist damit ein Volumenverlust des Sedimentstapels in Abhängigkeit von der Tiefe seiner Versenkung. Da derzeit nur wenige quantitative Erkenntnisse zum Anteil des Volumenverlustes durch beispielsweise Drucklösung existieren (SCHNEIDER et al. 1996), basieren aktuelle Modelle von Porositäts-Teufen-Beziehungen auf der vereinfachten Annahme des Volumenverlusts in Abhängigkeit ihrer mechanischen Kompaktion (BOND & KOMINZ 1984; BALDWIN & BUTLER 1985; GALLAGHER 1989; REYNOLDS et al. 1991; SANDIFORD et al. 2003). Gesteinsdeformationstests zeigen, daß die Kompaktionsrate eine strenge Funktion des Mineralbestandes mit einer linearen Beziehung zwischen der Log-Porosität und dem effektiven Stress<sup>a</sup> ist (ALLEN & ALLEN 2005). Diese Beziehung ist von einer Reihe von Parametern abhängig, die ALLEN & ALLEN (2005) wie folgt gliedern: i) Lithologie (Feinklastika kompaktieren schneller als Sandsteine.), ii) Fazies (Initiale Oberflächenporosität variiert faziell.), iii) Zusammensetzung der Klasten (Kompetente Klasten sind kompaktions-resistenter als duktile Klasten.), iv) Temperatur (Authigene Mineralbildung wird gesteuert.) und v) Zeit (Porositätsverluste benötigen Zeit). Einen einfachen Zusammenhang zwischen Porosität und Teufe ergibt

$$\phi = \phi_0 - ay \quad (7.1)$$

wobei  $\phi$  die Porosität in der Teufe  $y$  und  $\phi_0$  die initiale Porosität an der Sedimentoberfläche zur Zeit der Sedimentation darstellen. Der empirisch abgeleitete Koeffizient  $a$  ist dabei für jedes Becken, jede Formation und jede Fazies unterschiedlich. Dieser lineare Zusammenhang bedeutet aber auch, daß die Porosität mit zunehmender Teufe negativ würde.

Um Porositäten auch für große Teufen korrekt angeben zu können, beschreibt ATHY (1930) den Zusammenhang in Form einer negativen Exponentialfunktion

$$\phi = \phi_0 e^{-cy} \quad (7.2)$$

mit der Teufe  $y$  und einem Faktor  $c$ , der die Steigung der  $\phi$ -Kurve beschreibt. Das bedeutet, daß die Oberflächenporosität  $\phi_0$  asymptotisch auf einen Wert  $1/e$  ihres Ausgangswerts bei einer Teufe von  $1/c$  km zurückgeht. Damit lassen sich bei bekannt-

a. Effektiver Stress = vertikaler kompressiver Stress - Fluiddruck (Terzaghi's Gesetz).

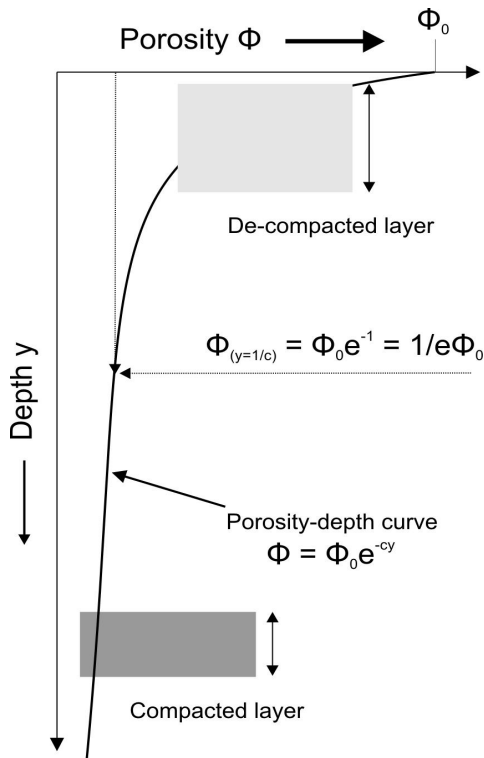


Abb. 7-1: Schematisches Diagramm zur Ermittlung des Porositäts-Teufen-Koeffizienten  $c$  bei bekannter exponentieller Porositäts-Teufen-Funktion (verändert nach ALLEN & ALLEN 2005).

Fig. 7-1: Schematic diagram for determination of the porosity-depth-coefficient with known exponential porosity-depth-function (modified after ALLEN & ALLEN 2005).

ten exponentiellen Porositäts-Teufen-Funktionen, beispielsweise aus Sonic-Log-Daten (VAN SICKEL et al. 2004), der Porositäts-Teufen-Koeffizient  $c$  berechnen (Abb. 7-1). Damit ist der Porositäts-Teufen-Koeffizient  $c$  umgekehrt proportional zur Porositätsabnahme zur Tiefe. Dieser Zusammenhang gilt nicht für Bereiche von erhöhtem Porendruck („overpressure“).

Für die Subsidenzberechnung in sedimentären Becken, in denen keine Bestimmung des Porositäts-Teufen-Koeffizienten erfolgen kann oder erfolgt ist, werden Koeffizienten vergleichbarer Becken herangezogen. In Abbildung 7-2 sind aus Literaturangaben (WYGRALA 1989 aus SCLATER & CHRISTIE 1980; FÜCHTBAUER 1980; BLATT 1983; CHILLINGHAM 1983 und BOND & KOMINZ 1984) die Porositätsänderungen von Sandsteinen zur Tiefe aufgetragen. Die von SCLATER & CHRISTIE (1980) zur Subsidenzentwicklung in der Nordsee berechneten Koeffizienten sind für die Subsidenzmodellierung in der Sierra de la Demanda eingesetzt worden (Tab. 7-1). In gleicher Weise sind die negativen Exponentialfunktionen für Feinklastika (Abb. 7-3) und

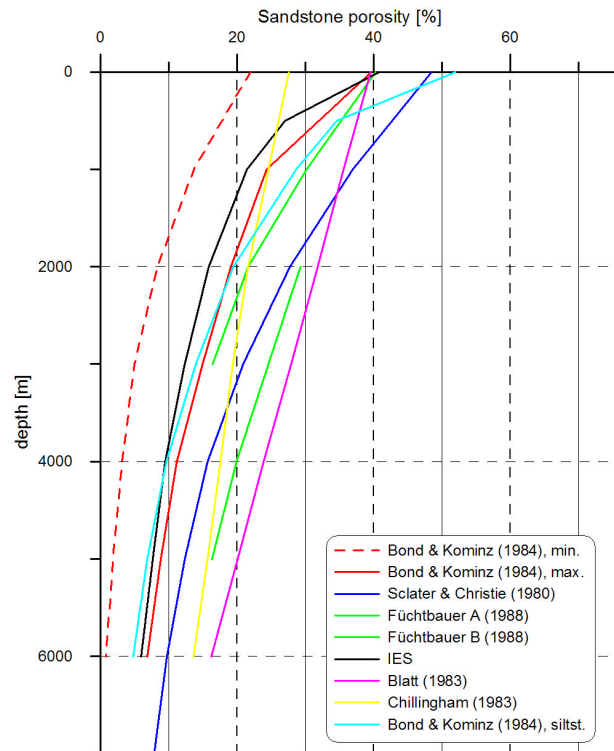


Abb. 7-2: Porositätsänderungen in Abhängigkeit von der Tiefe bei Sandsteinen (verändert nach WYGRALA 1989).

Fig. 7-2: Porosity changes due to depth for sandstones (modified after WYGRALA 1989).

Karbonate (Abb. 7-4) aufgetragen worden (HAM 1966; BRYANT ET AL. 1975; LARSEN & CHILINGAR 1979; SCLATER & CHRISTIE 1980; BJØLYKKE 1983; BLATT 1983; CHILLINGHAM 1983; BOND & KOMINZ 1984; FÜCHTBAUER 1988). Die Bestimmung des Porositäts-Teufen-Koeffizienten bei Karbonaten ist auf Grund früher oberflächennaher Diagenese, z.B. bei temporär auftretenden Bildungen von Hartgründen („hardgrounds“) schwieriger. GOLDHAMMER (1997) gibt dazu für Karbonatschlämme eine maximale Volumenreduktion von bis zu 50% bei einer Überdeckung von 150-200 m an.

Entscheidend ist in der Subsidenzmodellierung eine sensible Klassifizierung der krustalen Einheiten. Wie aus Tabelle 7-1 ersichtlich wird, wird diese in erster Linie über die petrophysikalischen Parameter Sedimentkorndichte, den Porositäts-Teufen-Koeffizienten und die initiale Oberflächenporosität vorgenommen. Die Dichte der Sedimentkörner ist eine Mittelung der Dichte aller Körner des Gesteins ohne Porosität. Damit wird die Bestimmung von Porositäts-Teufen-Koeffizienten für polymodale Gesteine schwierig. Ein weiterer limitierender Faktor ist die zeitliche stratigraphische Auflösung innerhalb der Abfolgen. Besonders für alte Abfolgen wie im Proterozoikum oder frühen Paläozoikum gibt es nur wenige gesicherte chronologische Alter. Da für

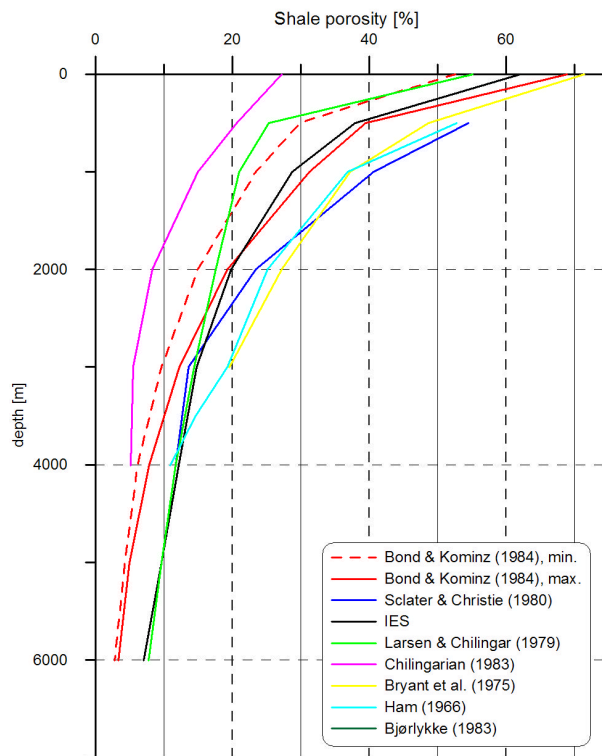


Abb. 7-3: Porositätsänderungen in Abhängigkeit von der Tiefe bei Feinklastika (verändert nach WYGRALA 1989).

Fig. 7-3: Porosity changes due to depth for shales (modified after WYGRALA 1989).

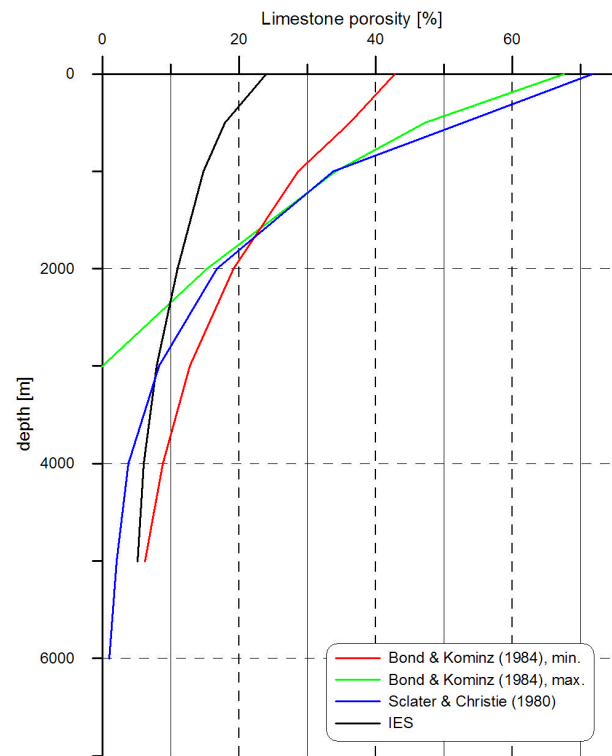


Abb. 7-4: Porositätsänderungen in Abhängigkeit von der Tiefe bei Karbonaten (verändert nach WYGRALA 1989).

Fig. 7-4: Porosity changes due to depth for limestones (modified after WYGRALA 1989).

das Kambrium der Sierra de la Demanda keine absoluten Altersangaben vorliegen, sind die Abfolgen gemäß den Empfehlungen der Internationalen stratigraphischen Kommission (IES) gegliedert worden (GRADSTEIN et al. 2005). ÁLVARO et al. (1993, 2000) geben für das Leonium der Keltiberischen Ketten, auf Grund mittels Frequenzanalysen identifizierten Präzessions-Signaturen, eine Gliederung in Zeiträumen von 1,33-1,45 Ma an, die sie mit Biozonen (Trilobiten) abgleichen. Sie datieren damit die Dauer jeder Biozone, bei der sie gleiche Zeitintervalle voraussetzen, und damit den Beginn und das Ende des Leoniums. Chronostratigraphische Auflösungen in den von ÁLVARO et al. (1993, 2000) angegebenen Intervallen sind für die Sierra de la Demanda hingegen auf Grund fehlender biostratigraphische Kontrolle nicht möglich. Dennoch ist in Anlehnung an diese Daten eine Subgliederung der Abfolgen der Sierra de la Demanda vorgenommen worden (Tab. 7-2). Lithologisch gleiche oder vergleichbare Formationen sind dabei summiert worden. Wie aus Tabelle 7-2 zu entnehmen ist, sind die prozentualen Anteile der Gesteinstypen Sandstein, Schluffstein (Feinklastika) und Karbonate gewichtet in die Berechnung der petrophysikalischen Faktoren eingegangen. Folgende krustale Einheiten sind definiert worden:

- AngPunRio = Anguiano-, Puntón- und Riocabado-Formation,
- SanHueMan = San Antón-, Huérmeda- und Mansilla-Formation,
- AzGat = Azarulla- und Gatón-Formation,
- Vin = Viniegra-Formation und
- Naj = Najerilla-Formation.

Die Formations-Kürzel sind entsprechend in der Subsidenzmodellierung als Variablen definiert worden (Anhang C).

## 7.2 Dekompaktion

Werden Sedimente nach ihrer Ablagerung oder Bildung (chemische Fällung und biogene in situ Genese) durch tektonothermale und auflastgesteuerte Subsidenz in größere Tiefen versenkt, laufen eine Reihe von Prozessen ab, die unter dem Begriff Diagenese zusammengefaßt werden. Wie aus Porositäts-Tiefen-Kurven (Abb. 7-2, 7-3 und 7-4) zu entnehmen ist, kommt es dabei zu Volumenverlusten. Wird in vereinfachter Annahme davon ausgegangen, daß es für den betrachteten Beckenbereich keine Materialab- und -zufuhr gab, so kann eine Massenkonstanz angenommen werden. Die aus irreversibel kompaktierten Abfolgen entnommenen



Tab. 7-1: Oberflächenporositäten, Porositäts-Teufen-Koeffizienten und Dichten der beteiligten Lithologien (verändert nach SCLATER & CHRISTIE 1980).

Tab. 7-1: Surface porosities, porosity-depth-coefficients and densities of involved lithologies (modified after SCLATER & CHRISTIE 1980).

Lithology	Surface porosity $\phi_0$	Porosity-depth coefficient $c$ (km <sup>-1</sup> )	Sediment grains density $\rho_{sg}$ (kg m <sup>-3</sup> )
shale	0.63	0.51	2720
sandstone	0.49	0.27	2650
shaly sandstone	0.56	0.39	2680
limestone	0.73	0.62	2800

Mächtigkeiten (Realmächtigkeiten im Aufschluß) können unter Berücksichtigung des Porositäts-Teufen-Koeffizienten für jede krustale Einheit auf ihre realen Mächtigkeiten zu jedem Zeitpunkt zurückgerechnet werden. Wird die Dekompaktion für jede Einheit sukzessive bis zum Zeitpunkt  $t_0$  durchgeführt, ergibt sich damit die Gesamtsedimentation der jeweiligen Einheit (VAN HINTE 1976). Wird diese gegen die Zeitdauer der Einheit aufgetragen, ist das Ergebnis die Sedimentationsrate in m/Ma („Bubnoff-units“). Voraussetzung dafür ist die korrekte Terminierung des Zeitpunkts der maximalen Versenkung und die Festlegung eines Referenzniveaus.

Für die Dekompaktionen der Abfolgen der Sierra de la Demanda wird als Bezugshorizont der Top der Najerilla-Formation festgelegt. In der Voraussetzung, daß möglicherweise höhere Versenkungstiefen erreicht wurden, wird diese Beschränkung für die das Kambrium betreffenden Abfolgen angenommen. Sowohl zwischen dem Tremadocium und dem WestfalC und dem WestfalD und dem Buntsandstein, als auch zwischen der Oberkreide und dem Tertiär gibt es in der Sierra de la Demanda erhebliche Schichtlücken (COLCHEN 1974), die nicht genau zu quantifizieren sind. Die Ergebnisse der Dekompaktion, als aber auch des Backstrippings (s. Kap. 7, S. 72) sind deshalb in Bezug auf die relativen Teufen und Teufenunterschiede zu betrachten.

Ausgehend von einer krustalen Einheit in definierter Teufe für Hangend- ( $y_1$ ) und Liegendkontakt ( $y_2$ ) wird die Dekompaktion als sukzessiver Abtrag der hangenden Einheiten und einer damit verbundenen Hebung in ein höheres krustales Stockwerk ( $y'_1$  und  $y'_2$ ) verstanden (Abb. 7-5). Das wassergefüllte Porenvolumen  $V_w$  der Einheit ist unter der Voraussetzung des Massenerhaltes der Sedimentkörner bei der Versenkung proportional zum Volumenverlust. Damit ist  $V_w$  die über das Teufenintervall integrierte Porosität  $\phi$

Tab. 7-2: Zusammenstellung der für die Abfolgen der Sierra de la Demanda angewandten Alter und lithologischen Parameter.

Tab. 7-2: Summary of used ages and lithological parameters for the Sierra de la Demanda.

Formation	Age base (Ma)	Surface porosity $\phi_0$ (averaged)	Porosity-depth coefficient $c$ (km <sup>-1</sup> )	Density g/cm <sup>3</sup>	Lithology percentage		
					Sdst.	Shale	Limest.
Najerilla	501.0	0.525	0.34	2.66	75	25	0
Viniegra	507.0	0.493	0.27	2.65	98	2	0
Gatón		0.609	0.49	2.68	15	85	0
Azarulla	510.0	0.635	0.51	2.69	0	95	5
Mansilla		0.710	0.71	2.78	0	20	80
Huérmeda		0.623	0.51	2.68	5	95	0
San Antón	527.5	0.720	0.71	2.79	0	10	90
Riocabado		0.616	0.49	2.68	10	90	0
Puntón		0.511	0.32	2.65	85	15	0
Anguiano	542.0	0.490	0.27	2.65	100	0	0

$$V_w = \int_{y_1}^{y_2} \phi_0 e^{-cy} dy. \quad (7.3)$$

Nach Integration ergibt sich folgender Term:

$$V_w = \frac{\phi_0}{c} \{ \exp(-cy_1) - \exp(-cy_2) \}. \quad (7.4)$$

Da sich das Gesamtvolumen des Sedimentkörpers  $V_t$  aus der Summe der Volumen aller Sedimentkörner  $V_s$  und der Summe aller wassergesättigten Poren  $V_w$  zusammensetzt,

$$V_s = V_t - V_w \quad (7.5)$$

kann unter Berücksichtigung von (7.4) für die Mächtigkeit einer kompaktierten krustalen Einheit

$$y_s = y_2 - y_1 - \frac{\phi_0}{c} \{ \exp(-cy_1) - \exp(-cy_2) \} \quad (7.6)$$

angegeben werden.

Da das Sedimentvolumen bei der Dekompaktion jedoch unverändert bleibt, nimmt das Volumen des Porenwassers  $V_w$  entsprechend zu. Die daraus resultierende Wassersäule ergibt sich demnach mit

$$y_w' = \frac{\phi_0}{c} \{ \exp(-cy_1') - \exp(-cy_2') \}. \quad (7.7)$$

Die Mächtigkeit der dekomptierten krustalen Einheit ist demzufolge die Summe der Mächtigkeiten aus (7.6) und (7.7):

$$y_2' - y_1' = y_s + y_w' \quad (7.8)$$

Durch Umformung resultiert daraus die allge-

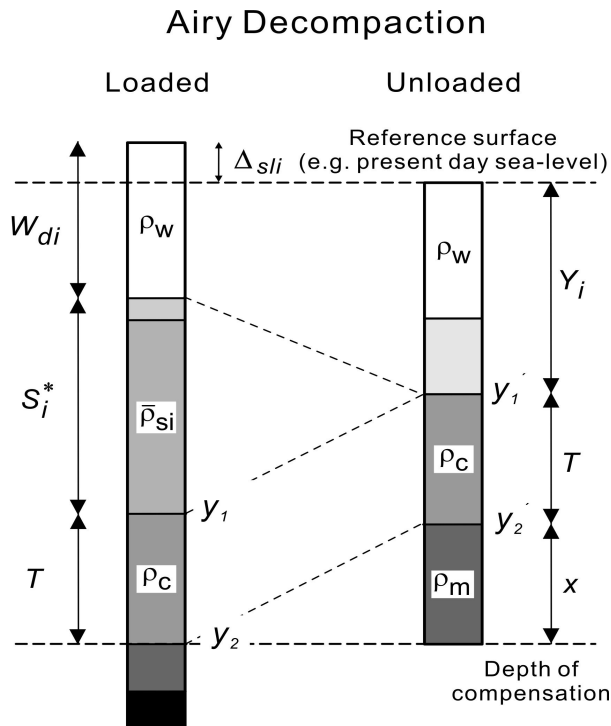


Abb. 7-5: Schematische Darstellung der Dekompaktion bei freier Isostasie („Airy-type“).

Fig. 7-5: Schematic illustration of decompaction-routine for Airy-type isostasy.

meine Dekompaktionsgleichung. Sie repräsentiert mathematisch die Aufwärtsverschiebung der krustalen Einheit entlang der Porositäts-Teufen-Funktion (ALLEN & ALLEN 2005).

$$y_2' - y_1' = y_2 - y_1 - \frac{\phi_0}{c} \{ \exp(-cy_1) - \exp(-cy_2) \} + \frac{\phi_o}{c} \{ \exp(-cy_1') - \exp(-cy_2') \} \quad (7.9)$$

Dieser Dekompaktionsgleichung liegt die Voraussetzung freier Isostasie („Airy-type“) zugrunde. Dabei wird die Kruste in infinitesimal kleine vertikale Säulen unterteilt, die keinerlei Scherfestigkeit untereinander aufweisen. In realen Sedimentbecken wird jedoch ein Teil der Auflast durch Flexur kompensiert. Die Berechnung setzt jedoch die Kenntnis der flexurellen Rigidität der Kruste voraus. Daten dazu liegen für die Sierra de la Demanda nicht vor.

### Paläobathymetrie- und Eustatik-Korrekturen

Aus Dekompaktionskurven lassen sich nicht direkt reale Subsidenzen des Beckens ablesen. Entscheidender Einfluß auf den auflastgesteuerten Anteil der Subsidenz hat neben der Masse und

Mächtigkeit des Sediments auch die Wassersäule. Vergleiche von Becken mit stark unterschiedlichen Paläobathymetrien und konstanten tektonischen Subsidenzen zeigen erhebliche Unterschiede in den Sedimentakkumulationsraten. ALLEN & ALLEN (2005) geben dazu im Vergleich eines flachen Schelfbeckens (< 100 m) mit einem bathyalen Becken (5.000 m) und einer tektonischen Subsidenz von jeweils 1.000 m potentielle Sedimentakkumulationsraten von 3.000 m für das Schelfbecken und 15.000 m für das bathyale Becken an. Exakte Angaben zu Paläobathymetrien von Sedimentbecken sind sehr sensibel und nur mit paläontologischen Methoden zu erreichen (z.B. benthische Mikrofossilien oder Faunenassoziationen). Sedimentäre Faziesanalysen liefern lediglich Hinweise zur Proximalität der Sedimentation und damit nur indirekt Informationen zur Paläobathymetrie, die jedoch für Flachwasserbereiche eine hinreichend genaue Schätzung erlauben (CÉLÉRIER 1988). Eine Abschätzung der Wassertiefen anhand der Schönwetter- und Sturmwellenbasis ist dann beispielsweise möglich. Für die Abfolgen der Sierra de la Demanda lassen sich hingegen über das gesamte Kambrium relativ niedrige Paläobathymetrien annehmen. Faziesanalysen zeigen, daß ein Großteil der Sedimentation im proximalen Beckenbereich in Ablagerungsräumen des Vorstrandes („foreshore“), des Flachschelfs („shoeface“) und der Schelfübergangszone („offshore transition“) stattgefunden hat. WALKER & PLINT (1992) geben für den Flachschelf („offshore“) Wassertiefen von 5-15 m an (Kap. 4, Abb. 4-13). Die Schelfübergangszone wird bis in Tiefen der mittleren Sturmwellenbasis angegeben, die sich aus  $(2\pi)/\lambda$  der Wellenlänge  $\lambda$  ergibt. Für mittlere Stürme der Windstärke 8 Bft (Beaufort) ergibt das eine Wassertiefe von 130 m. EINSELE (2000) definiert die mittlere Sturmwellenbasis auf 100-150 m. Der Einfluß dieser verhältnismäßig geringen Wassertiefen auf die Subsidenz des Beckens ist entsprechend gering. Paläobathymetrische Korrekturen für die Abfolgen der Sierra de la Demanda sind demzufolge nicht nötig.

Neben der Paläobathymetrie ist der Effekt von eustatischen Meeresspiegelschwankungen zu berücksichtigen (GUIDISH et al. 1984). Dabei wird der globale Anstieg oder Fall des eustatischen Meeresspiegels in Relation zum Bezugshorizont betrachtet, der im einfachsten Szenario der aktuelle relative Meeresspiegel ist. Ein Anstieg des eustatischen Meeresspiegels hat dann beispielsweise auch eine Anhebung des relativen Meeresspiegels zur Folge. Die damit verbundene Massenzunahme muß ebenfalls isostatisch kompensiert werden muss. ALLEN

& ALLEN (2005) geben dazu an:

$$\Delta_{sl} = \left( \frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_m} \right) \cdot (h_2 - h_1) \quad (7.10)$$

mit  $\rho_m$  und  $\rho_w$  für die Dichten von Mantel und Meereswasser, sowie  $(h_2 - h_1)$  für die Anstiegsdifferenz des Meeresspiegels. Der für die Sierra de la Demanda gewählte Bezugshorizont hingegen ist der Top der Najerilla-Formation. Eine Korrektur ist diesbezüglich also nicht möglich. Problematisch wird bei dieser Korrektur die exakte Definition des globalen eustatischen Meeresspiegels, der derzeit nicht definiert ist. Die Ergebnisse der Dekompaktion in der Sierra de la Demanda können deshalb ohne weitere Korrekturen für die Berechnung der Subsidenz genutzt werden.

### 7.3 Backstripping

Die Auflast durch Sediment und Wasser verursacht Subsidenz. Die Beurteilung der tektonischen Entwicklung des Sedimentbeckens und des Akkommodationsraumes erfordert hingegen den tektonischen Anteil der Gesamtsubsidenz des Beckens. Diese wird mit dem Backstripping-Verfahren (WATTS & RYAN 1976) ermittelt. ALLEN & ALLEN (2005) beschreiben das Verfahren ausgehend von der Porosität der dekomprimierten krustalen Einheit:

$$\phi = \frac{\phi_0}{c} \cdot \frac{\exp(-cy_1') - \exp(-cy_2')}{y_2' - y_1'} \quad (7.11)$$

Die Dichte der krustalen Einheit  $\rho_b$  ergibt sich über die Dichte der Sedimentkörner  $\rho_{sg}$  und der Porosität  $\phi$  mit folgendem Zusammenhang:

$$\rho_b = \phi \rho_w + (1 - \phi) \rho_{sg} \quad (7.12)$$

Die gemittelte Dichte der sedimentären Abfolge, die aus einer Anzahl  $i$  krustaler Einheiten besteht, kann entsprechend in einer Summenformel ausgedrückt werden:

$$\bar{\rho}_b = \sum_i \left\{ \frac{\bar{\phi}_i \rho_w + (1 - \bar{\phi}_i) \rho_{sg_i}}{S} \right\} y_i' \quad (7.13)$$

wobei  $\bar{\phi}_i$  die gemittelte Porosität jeder  $i$ ten krustalen Einheit,  $\rho_{sg_i}$  die Sedimentkorndichte der gleichen Einheit,  $y_i'$  die Mächtigkeit der  $i$ ten Einheit und  $S$  die kumulierte dekomprimierte Mächtigkeit der sedimentären Abfolge ist. Ohne den

flexurellen Effekt der Auflast zu berücksichtigen, kann bei freier Isostasie („Airy-type“) die um die Auflast korrigierte Tiefe des Basements  $Y$  (Grenzfläche der dekomprimierten Sedimentabfolgen zum Liegenden) wie folgt angegeben werden:

$$Y = S \left( \frac{\rho_m - \bar{\rho}_b}{\rho_m - \rho_w} \right) \quad (7.14)$$

Dabei sind die Dichten von Meerwasser  $\rho_w$ , dem Mantel  $\rho_m$  und die gemittelte Dichte der sedimentären Abfolge  $\bar{\rho}_b$  zu berücksichtigen. Diese Berechnung wird für jedes Zeitintervall vorgenommen und in einem Zeit/Teufen-Diagramm dargestellt. Zum Vergleich der totalen mit der tektonischen Subsidenz lassen sich die Dekompaktionsergebnisse, gegebenenfalls mit paläobathymetrischen und eustatischen Korrekturen, zusammen mit den tektonischen Subsidenzen auftragen.

### 7.4 Subsidenzmodellierung Sierra de la Demanda

Für die Abfolgen der Sierra de la Demanda wurde für die oben beschriebenen Gruppierungen der Formationen (s. Kap.7, S. 65) die Dekompaktion im Bezug auf den Bezugshorizont Top Najerilla-Formation berechnet. Die Zeitintervalle definieren sich entsprechend:

- AngPunRio = 14,5 Ma =  $t_1$ ,
- SanHueMan = 17,5 Ma =  $t_2$ ,
- AzaGat = 3,0 Ma =  $t_3$ ,
- Vin = 9,0 Ma =  $t_4$  und
- Naj = 12,7 Ma =  $t_5$ .

Ferner ist die tektonische Subsidenz durch Backstripping aus der Gesamtsubsidenz berechnet worden.

#### 7.4.1 Dekompaktion Sierra de la Demanda

Dekomprimierte Abfolgen der Sierra de la Demanda ergeben die zum Zeitpunkt der Sedimentation akkumulierten Sedimentmächtigkeiten. In Abbildung 7-6A sind die aus der Dekompaktion entnommenen initialen Sedimentmächtigkeiten der definierten Zeiträume  $t_1$  bis  $t_6$  gegen ihre zeitliche Mitte aufgetragen. Für die Abfolgen der Sierra de la Demanda läßt sich damit eine starke Variation des Sedimenteintrages nachweisen. Aussagekräftiger sind zeitlich gewichtete Sedimentationsraten (Bubnoff-units) in m/Ma. Dargestellt sind diese in Abbildung 7-6B zusammen mit den aus der Dekompaktion entnommenen Subsidenzraten der Zeitintervalle  $t_1$  bis  $t_6$ . Dabei gilt es zu berücksichti-

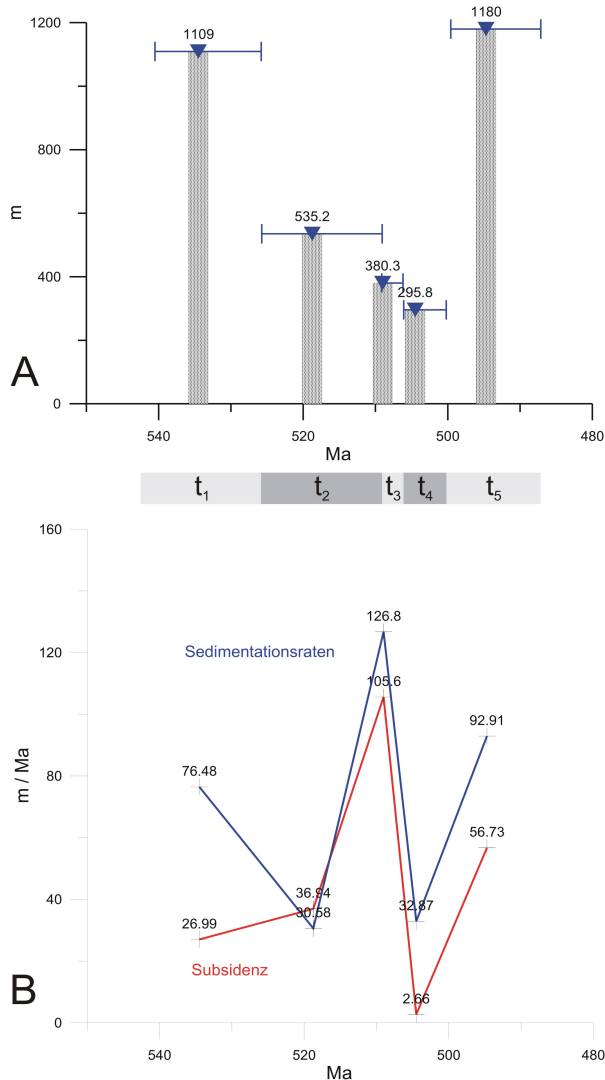


Abb. 7-6: A) Kumulierte Sedimentation abgeleitet aus den dekomprimierten Abfolgen der Sierra de la Demanda, B) Vergleich der Sedimentations- und Subsidenzraten.

Fig. 7-6: A) Cumulative sedimentation derived from decompacted series of the Sierra de la Demanda, B) Comparison of sedimentation and subsidence rates.

gen, daß die Sedimentationsraten dekomprimiert, d.h. mit hoher initialer Porosität aufgetragen sind. Für Zeiträume mit höheren Sedimentraten im Vergleich zur Subsidenzrate resultiert daraus nicht zwangsläufig eine vollständige Füllung des Akkomodationsraumes. Der Vorteil dieser Darstellung gegenüber eines konventionellen Teufen-Mächtigkeits-Diagramms dekomprimierter Einheiten ist die einfache Identifizierung von Akkomodationstrends. Für die Abfolgen des unteren Unterkambriums ( $t_1$ ) der Sierra de la Demanda zeigt sich, daß eine verhältnismäßig hohe Sedimentationsrate einer moderaten Subsidenz des Beckens gegenübersteht. Die zu erwartende Entwicklung bei der Ausbildung eines passiven Kontinentalrandes durch die Öffnung

des Rheischen Ozeans müsste sich in einer hohen initialen Subsidenz ausdrücken. Möglicherweise stehen jedoch isostatische Hebungen der Hinterlandes infolge der ausklingenden cadomischen Orogenese dieser initialen Subsidenz entgegen. Die hohe Sedimentationsrate drückt sich in den alluvial bis marin geschütteten Massenströmen und Schichtflutsedimenten der Anguiano-Formation aus. Aus dem Vergleich der Kurven von Sedimentations- und Subsidenzraten ergibt sich eine Nettoerhöhung des Akkomodationsraumes für das Zeitintervall ( $t_1$ ). Aus dem Vergleich der Beträge läßt sich ableiten, daß die Schüttungen in Beckenbereiche mit Wassertiefen von möglicherweise > 100 m erfolgt sein müssen, um Sedimente mit entsprechender Mächtigkeit akkumulieren zu können. Das entspräche einer Schüttung in versunkene und eingeschnittene ehemalige Flußtäler („incised valleys“). Im Zeitraum ( $t_2$ ), der die unterkambrischen und mittelkambrischen karbonatischen Abfolgen der San Antón- und Mansilla-Formationen umfaßt, ist eine gestiegene Subsidenzrate zu verzeichnen. Die Annahme konstanter initialer Subsidenzraten bei der Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes vorausgesetzt, dokumentiert dieser Wert die totale Subsidenz des Riftstadiums. Ein Einfluß der cadomischen Orogenese im Zeitraum zwischen 527,5 Ma und 510 Ma kann ausgeschlossen werden. Dieser Wert ist jedoch, wie auch die stark verminderte Sedimentationsrate in diesem Zeitraum, nur bedingt aussagefähig. Die Abfolgen der Sierra de la Demanda sind ab der Huérmeda-Formation bis zur Mansilla-Formation tektonisch unterdrückt und/oder stratigraphisch kondensiert. Werden die Abfolgen der Keltiberischen Ketten zum Vergleich herangezogen, so fehlen in diesem Intervall die Formationen Daroca (90-250 m) und Valdemiedes (20-250 m) vollständig. Der Vergleich erlaubt zudem den Schluß, daß die Abfolgen der Sierra de la Demanda durchweg geringmächtiger sind als die der Keltiberischen Ketten. Die Mächtigkeitsvergleiche der Huérmeda- und Mansilla-Formation ergeben für die Sierra de la Demanda entsprechend keine signifikanten Schichtlücken. Demzufolge muß für den gestörten Bereich von einer Schichtlücke von mindestens 100 m ausgegangen werden. Für die Dekompaktionsrechnungen ist allerdings eine konstante Sedimentation über dieses Zeitintervall ohne Schichtlücke angenommen worden, da diese nicht hinreichend genau quantifiziert werden kann. Im Zeitintervall ( $t_3$ ) erfolgte anschließend eine rapide Zunahme der Subsidenzrate auf 105,6 m/Ma bei einer hohen Sedimentationsrate von 126,8 m/Ma. Diese drückt jedoch für die zu diesem Zeitpunkt sedimentierten Feinklastika, mit einer hohen initialen

Porosität von 63%, eine maximale Sedimentakkumulation von 47 m/Ma aus. Die Folge ist eine rapide Zunahme des Akkomodationsraumes, die sich in der Fazies für die Formationen Azarulla und Gatón in einer signifikanten paläobathymetrischen Vertiefung des Beckens ausdrückt. Zeitintervall ( $t_4$ ) ist gekennzeichnet durch einen Stillstand in der Subsidenz mit einer minimalen Subsidenzrate von 2,85 m/Ma. Die gemittelte Sedimentationsrate dieses Zeitintervalls ist ebenfalls gering und beträgt 32,87 m/Ma. Folge des Subsidenzstillstandes ist eine rasche Reduktion des Akkomodationsraumes. Dokumentiert ist dieser Subsidenzsprung in der Fazies der Abfolgen der Viniegra-Formation durch den Übergang von einer Schelffazies (Gatón-Formation) hin zu küstennaher Vorstrandsedimentation. Zeitintervall ( $t_5$ ) ist durch einen erneuten Anstieg der Subsidenz- und Sedimentationsrate gekennzeichnet. Der gleiche Entwicklungsverlauf von Subsidenz und Sedimentation zeigt an, daß für dieses Zeitintervall keine signifikante Veränderung des Akkomodationsraumes stattgefunden hat.

#### 7.4.2 Backstripping Sierra de la Demanda

Berechnungen zur tektonischen Subsidenz aus den Daten der dekomprimierten Einheiten sind nach dem Verfahren von WATTS & RYAN (1976) durchgeführt worden und in Abbildung 7-7 dargestellt. Aufgetragen sind die Teufenlagen der Basis Kambrium in Abhängigkeit von der Zeit. Die totale Subsidenz umfaßt dabei sowohl die tektonische, als auch die auflastbedingte Subsidenz. Nicht berücksichtigt ist bei dieser Berechnung eine horizontale Scherfestigkeit des Gesteins, die eine flexurelle Subsidenz zur Folge hätte (s. Kap.7, S. 67). Der Nutzen derartiger Subsidenzkurven liegt in der Möglichkeit des direkten Vergleichs der Subsidenzen verschiedener Beckenbereiche oder weiterer Becken gleicher tektonischer Mechanismen (ALLEN & ALLEN 2005). Die Hauptursache tektonischer (tektono-thermaler) Subsidenz ist eine Abkühlung der Kruste infolge von krustaler Extension (STECKLER & WATTS 1978; ALLEN & ALLEN 2005). Die Ablösung Avalonias von Gondwana mit der Öffnung des Rheischen Ozeans hatte die Bildung eines symmetrischen Beckens zur Folge. Die subsidenzrelevanten Prozesse dieser geometrisch einfachen Becken beschreibt das McKenzie-Modell (MCKENZIE 1978; EINSELE 2000), das in Abbildung 7-8B dargestellt ist. MCKENZIE unterscheidet dabei zwei Subsidenzphasen: i) eine kurzzeitige, initiale horizontale Streckungsphase (Rift) mit Krustenverdünnung, die eine isostatische Kalibrierung der Kruste bewirkt und ii) eine langandauernde Phase therma-

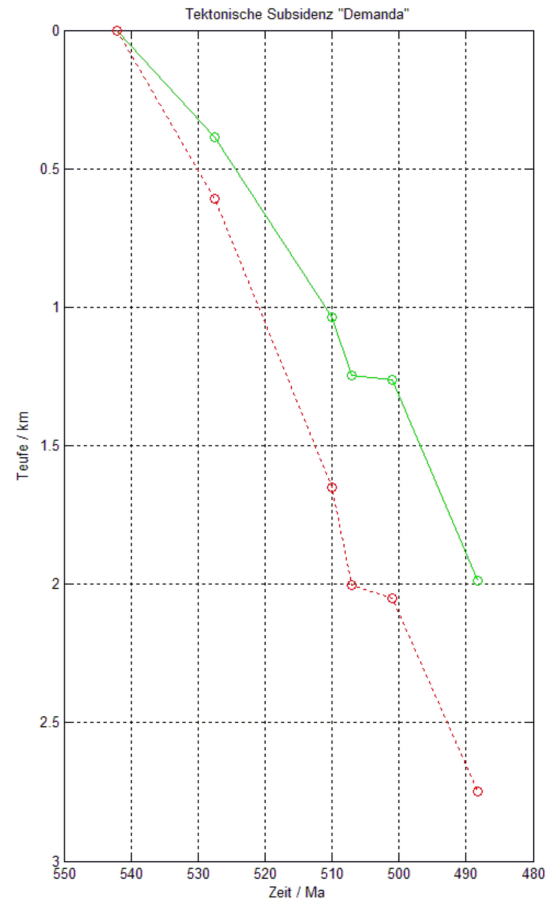


Abb. 7-7: Vergleich der durch Backstripping berechneten tektonischen Subsidenz (grün) mit der totalen Subsidenz des Beckens (rot).

Fig. 7-7: Comparison of backstripped tectonic subsidence (green) with total subsidence of the basin (red).

ler Subsidenz infolge der Abkühlung der Lithosphäre. Der ersten Phase wirkt der durch die Extension bewirkte passive Auftrieb von Mantelmaterial entgegen. Das hat in den Randbereichen der Becken eine thermale Expansion und Hebung zur Folge, die jedoch nur einen Teil der Subsidenz kompensiert. Aus den Berechnungen des Subsidenzverlaufes der Sierra de la Demanda läßt sich entnehmen, das sich das Becken während des gesamten Kambriums in der initialen Riftphase befand. Die über das Kambrium gemittelten Subsidenzraten betragen für die totale Subsidenz 51,6 m/Ma und 37,2 m/Ma für die tektonische Subsidenz. Damit ergibt sich eine auflastbedingte Subsidenz von 14,6 m/Ma. Eine Interpretation der Subsidenzphasen für die Sierra de la Demanda ist in Abbildung 7-9 dargestellt. Es zeigt sich, daß die im unteren Unterkambrium identifizierten niedrigeren Subsidenzraten auf eine noch während der initialen Riftphase andauernden isostatischen Kompensation der Kruste infolge der cadomischen Orogenese hindeuten. Diese Effekte



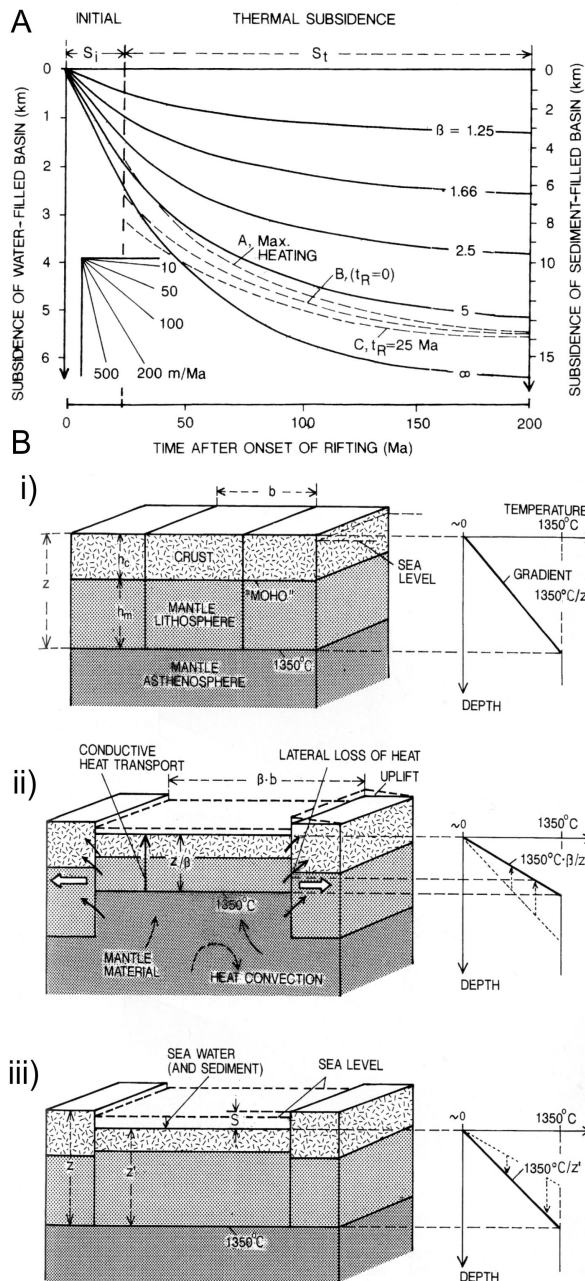


Abb. 7-8: A) Theoretische Subsidenzkurven initialer und thermischer Subsidenz verschiedener Streckungsfaktoren  $\beta$  (EINSELE 2000, verändert nach SAWYER et al. (1982)), B) McKenzie-Extensions-Riftbeckenmodell mit i) Prerift-Phase, ii) Initialer Subsidenz durch isostatische Kompensation am Ende einer kurzen Riftphase und iii) Thermale Subsidenzphase (EINSELE 2000).

Fig. 7-8: A) Theoretical subsidence curves of initial and thermal subsidence of different stretching factors  $\beta$  (EINSELE 2000, modified after SAWYER et al. (1982)), B) McKenzie extension riftbasin model with i) prerift-Phase, ii) initial subsidence due to isostatic compensation at the end of a short riftphase and iii) thermal Subsidence (EINSELE 2000).

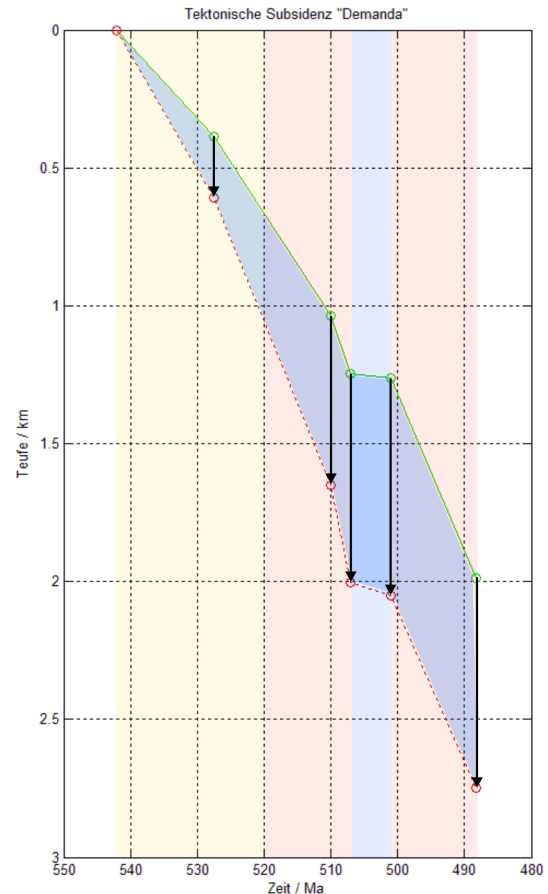


Abb. 7-9: Interpretation der Subsidenzphasen der Sierra de la Demanda mit tektonischer (grüne Linie) und totaler Subsidenz (rote Linie), Zeiträume verminderter initialer Subsidenz (gelbe Fläche), normaler initialer Subsidenz (rosa Fläche) und Subsidenzunterbrechung (blaue Fläche).

Fig. 7-9: Interpretation of subsidence phases of the Sierra de la Demanda with tectonic (green line) and total subsidence (red line), period of reduced initial subsidence (yellow area), normal initial subsidence (pink area) and interruption in subsidence (blue area).

reduzieren sich im Verlaufe des Unterkambriums und zeigen für Riftbecken, der Initialphase passiver Kontinentalrandbecken, typische Subsidenzen mit Subsidenzraten von über 100 m/Ma (STECKLER & WATTS 1978; BONZ & KOMINZ 1984). Vergleichende Subsidenzraten junger Riftbecken ergeben „normale“ Subsidenzraten von 200 m/Ma (Baja California) bis zu 1000 m/Ma im Golf von Kalifornien (EINSELE 2000). Die auflastbedingte Subsidenz nimmt im Verlauf der Riftphase bedingt durch akkumulierende Sedimente zu. Stagnation in der Subsidenzentwicklung zeichnet sich im Mittelkambrium mit Subsidenzraten von 2,68 m/Ma ab, die fast ausschließlich auf die Sedimentauflast zurück-



zuführen sind. Die Ursachen solcher Subsidenzunterbrechungen könnten nach EINSELE (2000) auf einen erhöhten Wärmefluß infolge von Mantelupwelling zurückzuführen sein, der der Subsidenz entgegenwirkt. Aus dem Vergleich der totalen mit der tektonischen Subsidenz läßt sich ein zunehmender Anteil auflastgesteuerter Subsidenz erkennen. Die für dieses Zeitintervall niedrigere Sedimentationsrate addieren sich zu diesem Effekt. Die Folge des Subsidenzsprunges könnte ein verminderter klastischer Eintrag in das Becken sein, der durch eine Verlagerung des Depozentrums innerhalb des Sedimentbeckens hervorgerufen wurde. Die Bildung von Plattformkarbonaten in diesem Zeitintervall wurde dadurch begünstigt. Das Oberkambrium der Sierra de la Demanda ist erneut durch eine moderate Subsidenz des Riftstadiums gekennzeichnet.

Die Subsidenz in der Riftphase, aber auch in der thermalen Phase ist entscheidend von der Geschwindigkeit des Rifts und dem Wärmefluß abhängig. Ohne flexurelle Effekte zu berücksichtigen, ist der asymptotische Verlauf der Absenkung des Beckens von der Krustenverdünnung, ausgedrückt durch den Streckungsfaktor  $\beta$ , als auch von der Amplitude der Exponentialfunktion infolge der Lithosphärenaufheizung abhängig (EINSELE 2000). Für den Streckungsfaktor  $\beta$  kann, abgeschätzt durch die Steigung der tektonischen Subsidenzkurve (Abb. 7-8), ein Wert von ca. 1,25 angegeben werden. Damit kann die Beckenentwicklung am Nordrand Gondwanas für die Sierra de la Demanda als eine moderates Rifting bezeichnet werden. Ähnliche Streckungsfaktoren von 1.2 sind aus dem passiven Kontinentalrand Australiens (Vulcan Becken) bekannt (BAXTER et al. 1999).

Subsidenzanalysen regional vergleichbarer kambrischer Abfolgen gibt es nur aus dem südlichen Kantabrischen Becken (VESELOVSKÝ 2004). Die dort berechneten Subsidenzraten zeigen den gleichen Trend, treten jedoch zeitversetzt auf. Für das untere Unterkambrium sind niedrige Subsidenzraten von ca. 30 m/Ma berechnet worden. Zeitlich etwas früher als in der Sierra de la Demanda setzt bei ca. 525 Ma eine Stagnationsphase mit einer Subsidenz von ca. 4 m/Ma ein, die ab ca. 505 Ma von einer höheren Subsidenz von 40-50 m/Ma abgelöst wird. Eine erneute Phase sehr niedriger Subsidenz, die in der Sierra de la Demanda nicht ausgebildet ist, kennzeichnet das Oberkambrium des südlichen Kantabrischen Beckens (VESELOVSKÝ 2004). Verglichen mit der frühpaläozoischen Kontinentalrandentwicklung Balticas, bei der GREILING et al. (1999) durchschnittliche Subsidenzraten von 2-25 m/Ma angeben, kam es in der Sierra de la Demanda und

auch dem südkantabrischen Becken zu einer weit höheren Subsidenz von ca. 30-50 m/Ma.

## Literatur

- Ábalos, B. et al. (2002): Variscan and Pre-Variscan Tectonics. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (Hrsg.): *The Geology of Spain*: 155-183; London.
- Aigner, T. (1985): Storm Depositional Systems - Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. *Lecture Notes in Earth Sciences*, **3**: 174 S.; Berlin.
- Aigner, T. & Reineck, H. E. (1982): Proximity trends in modern storm sands analysis. *Senckenbergiana maritima*, **14**: 183-215; Frankfurt.
- Allen, J. R. L. (1970): *Physical processes of sedimentation*. S.; London.
- (1982): Sedimentary structures: Their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, **30A+30B**: 1256 S.; Reading.
- Allen, P. A. & Allen, J. R. (2005): *Basin Analysis - Principles and Applications*. 549 S.; Oxford.
- Álvaro, J., Javier, Gozalo, R., Liñán, E. & Sdzuy, K. (1993): The paleogeography of the northern Iberia at the Lower-Middle Cambrian transition. *Bulletin de la Societ Gologique de France*, **164** (6): 843-850; Paris.
- Álvaro, J. J. (1995): The Acon Group, a new lithostratigraphic unit for the Middle-Upper Cambrian of the Iberian Chains (NE Spain). *Boletn de la Real Sociedad Espaola de Historia Natural / Seccin geolgica*, **90** (1-4): 95 - 106; Zaragoza.
- Álvaro, J. J., Gozalo, R., Liñán, E. & Sdzuy, K. (1993): The palaeontography of northern Iberia at the Lower-Middle Cambrian transition. *Bull. Soc. Gol. France*, **164** (6): 843-850.
- Álvaro, J. J. & Liñán, E. (1997): Nuevos datos acerca del bilbiliense (cmbrico inferior terminal) en las cadenas Ibricas y su correlatin con otras reas. *Revista Espaola de Paleontologia*, **12** (2): 277-280; Madrid.
- Álvaro, J. J., Liñán, E., Vennin, E. & Gozalo, R. (1995): Palaeogeographical evolution within a passive margin with syndepositional faulting: The Marianian deposits (Lower Cambrian) of the Iberian Chains (NE Spain). *N. Jb. Geol. Palont. Mh.*, **119**: 521-540; Stuttgart.
- Álvaro, J. J., Vennin, E., Muoz, A., Snchez-Valverde, B. & Ojeda, J. L. (2000): Interplay of orbital forcing and tectonic pulses in the Cambrian Iberian platform, NE Spain. *International Journal of Earth Sciences*, **89**: 366-376; Stuttgart.
- Álvaro, M., Capote, R. & Vegas, R. (1979): Un modelo de evolucin geotecnica para la Cadena Celtibrica. *Acta Geologica Hispanica*, **14**, **Homenatge a Lluís Sol i Sabars**: 172-177; Barcelona.
- Athy, L. F. (1930): Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, **14**: 1-24; Boulder.
- Baldwin, B. & Butler, C. O. (1985): Compaction curves. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **69** (4): 622-626; Tulsa.
- Bastian, R. (1997): Geologische Kartierung in der Sierra de la Demanda (La Rioja, Nordspanien), Prkambrium und umgebende Gesteine im Raum Anguiano. Dipl.-Kart., TH Darmstadt, Geologisch-Palontologisches Institut: 46 S.; Darmstadt.
- Baxter, K., Cooper, G. T., Hill, K. C. & OBrien, G. W. (1999): Late Jurassic subsidence and passive margin evolution in the Vulcan Sub-bain, north-west Australia: constrains from basin modelling. *Basin Research*, **11**: 97-111; Oxford.
- Bechstädt, T., Boni, M. & Selg, M. (1985): The Lower Cambrian of SW Sardinia: From a clastic shelf to an isolated carbonate platform. *Facies*, **12**: 113-140.
- Bechstädt, T., Schledting, T. & Selg, M. (1988): Rise and fall of an isolated, unstable carbonate platform: the cambrian of south-western Sardinia. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **77**: 385-416; Berlin.
- Bjorlykke, K. (1983): Diagenetic reactions in sandstones. In: Parker, A. & Sellwood, B. W. (Hrsg.): *Sediment diagenesis*, **115**: 169-213; Reading.
- Bond, G. C. & Kominz, M. A. (1984): Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanism, age of breakup, and crustal thinning. *Geological Society of America Bulletin*, **95**: 155-173; Boulder.
- Boyd, R., Dalrymple, R. W. & Zaitlin, B. A. (1992): Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, **80**: 139-150; Amsterdam.
- Bryant, W. R., Hottman, W. & Trabant, P. (1975): Permeability of unconsolidated and consolidated marine sediments, Gulf of Mexico. *Mar. Geotech*, **1**: 1-14; London.
- Camara, P. et al. (1982): *Mapa Geolgico de Espaa*.
- Capote, R., Muoz, J. A., Simn, J. L., Liesa, C. L. & Arlegui, L. E. (2002): Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (Hrsg.): *The Geology of Spain*: 367-400; London.
- Catuneanu, O., Martins-Neto, M. A. & Eriksson, P. G. (2005): Precambrian sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, **176**: 67-95; Amsterdam.
- Clrier, B. (1988): Paleobathymetrie and Geodynamic Models for Subsidence. *Palaios*, **3**: 454-463; Tulsa.
- Chilingarian, G. V. (1983): Compactional diagenesis. In: Parker, A. & Sellwood, B. W. (Hrsg.): *Sediment diagenesis*, **115**: 57-168; Reading.
- Colchen, M. (1974): *Geologie de la Sierra de la Demanda - Burgos-Logroo (Espagne)*. Dissertation, Universit Paris VI, Laboratoire de Gologie Historique: 436 S.; Paris.
- Colchen, M. & Havliek, V. (1968): Le niveau Billingsella cf. lingulaeformis Nikitin du Cambrien de la Sierra de la Demanda (Logroo, Espagne). *Bull. Soc. Gol. France*, **7** (10): 133-137; Paris.
- Colchen, M. & Ubaghs, G. (1969): Sur des restes dEchinodermes du Cambro-Ordovicien de la Sierra de la Demanda (Logroo, Espagne). *Bull. Soc. Gol. France*, **7** (11): 649-654; Paris.

- Collinson, J. D. (1996): Alluvial sediments. In: Reading, H. G. (Hrsg.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: 37-82; Oxford.
- Cross, T. A. & Harbaugh, J. W. (1990): Quantitative Dynamic Stratigraphy: A workshop, a philosophy, a methodology. In: Cross, T. A. (Hrsg.): *Quantitative Dynamic Stratigraphy*: 3-20; New Jersey.
- Dahlstrom, C. D. A. (1969): Balanced Cross section. *Canadian Journal of Earth Science*, **6**: 743-757; Ottawa.
- Dallmeyer, R. D. et al. (1997): Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, **277**: 307-337; Amsterdam.
- Dalrymple, R. W. (1992): Tidal depositional systems. In: Walker, R. G. & James, N. P. (Hrsg.): *Facies Models - Response to Sea Level Changes*: 195-218; St. Johns.
- Davis, R. A. J. (1985): *Coastal Sedimentary Environments*. 716 S.; New York.
- De Batist, M. & Jacobs, P. (1996): *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*. Geological Society Special Publication, **117**: 345 S.; London.
- Degen, C. (2001): Selbständige geologische Kartierung in der Sierra de la Demanda (Nordspanien) nrdlich des Stausees von Mansilla. Selbständige geologische Kartierung, Technische Univeristt Clausthal, Institut fr Geologie und Palontologie: 36 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- Dickinson, W. R. & Suczek, C. A. (1979): Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63** (12): 2164-2182; Tulsa.
- Dies, M. E., Gozalo, R. & Liñán, E. (1993): Presencia de KINGASPIS CAMBELLI (King 1923) (Trilobita) en el Bilbiliense (Cmbrico Inferior) de Murero (Zaragoza). *Temas Geológico-Mineros ITGE*: 223-225; Zaragoza.
- (2000): Late Lower Cambrian trilobite correlation between Spain and Jordan. *Isugeo*, **6**: 85-86.
- Einsele, G. (2000): *Sedimentary Basins - Evolution, Facies, and Sediment Budget*. 792 S.; Berlin.
- Emery, D. & Myers, K. J. (1996): *Sequence Stratigraphy*. 297 S.; Oxford.
- Fairbridge, R. W. & Bourgeois, J. (1978): *The Encyclopedia of Sedimentology*. *Encyclopedia of Earth Sciences*, **VI**: 901 S.; Stroudsburg.
- Falk, F. & Ltzner, H. (1991): Schichtungsgefge der Goldsthaler- Frauenbacher-Folge (Kambro-Ordovizium) im Thringischen Schiefergebirge. *Wiss. Beitr. Univ. Greifswald, Fortschr. Geol.*: 27-31; Greifswald.
- Fischer, A. G. (1969): Geological time-distance rates: the Bubnoff unit. *Geological Society of America Bulletin*, **80**: 549-552; Boulder.
- Fichtbauer, H. et al. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. *Sediment-Petrologie*, **II**: 1141 S.; Stuttgart.
- Ramrez Merino, J. I. et al. (1990): *Mapa Geológico de España*.
- Gallagher, K. (1989): An examination of some uncertainties associated with estimates of sedimentation rates and tectonic subsidence. *Basin Research*, **2**: 97-114; Oxford.
- Galloway, W. E. & Hobday, D. K. (1996): *Terrigenous Clastic Depositional Systems - Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources*. 489 S.; Berlin.
- Gmez-Vintaned, J. A. & Liñán, E. (1996): Revisin de la terminologa icnolgica en espaol. *Revista Espaola de Paleontologia*, **11** (2): 155-176; Madrid.
- Gerber, A. (1997): *Geologische Kartierung im Grundgebirge der Sierra de la Demanda (La Rioja, Nordzentral-Spanien) - Raum mittleres Najerilla-Tal*. Dipl.-Kart., Technische Hochschule Darmstadt, Geologisch-Palontologisches Institut: 58 S.; Darmstadt.
- Geyer, G. & Landing, E. (1995): The Cambrian of the Moroccan Atlas regions. *Beringeria*, **2** (Special Issue): 7-46; Wrzburg.
- Gietelink, G. (1973): Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse geologische Mededelingen*, **49**: 125-144; Leiden.
- Goldhammer, R. K. (1997): Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, **67** (1): 26-35; Tulsa.
- Götze, J. (1996): *Kathodolumineszenz von Quarz - Grundlagen und Anwendung in den Geowissenschaften*. *Aufschluss*, **47**: 215-223; Heidelberg.
- Gozalo, R. (1995): El Cmbrico de las Cadenas Ibricas. In: Gmez Vintaned, J. A. & Liñán, E. (Hrsg.): 137-167; Zaragoza.
- Gozalo, R., Álvaro, J., Liñán, E., Szalay, K. & Truyols, J. (1993): La distribucin de Paradoxides (Acadoparadoxides) mureroensis SDZUY, 1958 (Cmbrico Medio basal) y sus implicaciones paleobiogeográficas. *Cuadernos do Laboratorio Xeolxico de Laxe*, **18**: 217-230; Corua.
- Gozalo, R. & Lian, E. (1995b): Leonian (early Middle Cambrian) Paradoxides biostratigraphy. *Beringia*, **2** (Special Issue): 169-171; Wrzburg.
- Gozalo, R. & Liñán, E. (1988): Los Materiales hercnicos de la Cordillera Iberica en el contexto del Macizo Iberico. *Estudios geológicos*, **44**: 399-404; Madrid.
- (1998): Aspectos bio y cronoestratigrficos del Leonense (Cmbrico medio temprano) en la Pennsula Ibrica. *Revista Espaola de Paleontologia*, **n extr.** (Homenaje al Prof. Gonzalo Vidal): 97 - 103; Madrid.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G. & Smith, A. G. (2005): *A Geologic Time Scale 2004*. 610 S.; Cambridge.
- Greiling, R. O., Jensen, S. & Smith, A. G. (1999): Vendian-Cambrian subsidence of the passive margin of western Baltica - application of new stratigraphic data from the Scandinavian Caledonian margin. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **79**: 133-144; Oslo.
- Guars Gonzlez, B. (1994): *Petrología y geoquímica de los materiales Paleozoicos de la Sierra de la Demanda.- Su relación con procesos endógenos*. Dissertation, Universidad de Zaragoza, Departamento de Ciencias de la Tierra: 274 S.; Zaragoza.
- Guidish, T. M., Lerche, I., Kendall, C. G. S. C. & O'Brien, J. J. (1984): *Relationship Between Eustatic Sea Level*

- Changes and Basement Subsidence. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **68** (2): 164-177; Tulsa.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. & Walker, R. G. (1975): Depositional Environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences.- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. & Walker, R. G.- Short Course No. 2, 05.04.1975, 161; Dallas.
- Ingersoll, R. V. (1990): Actualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*, **18**: 733-736; Boulder.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P. & Pickle, J. D. (1984): The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54** (1): 103-116; Tulsa.
- Johnson, H. D. & Baldwin, C. T. (1996): Shallow clastic seas. In: Reading, H. G. (Hrsg.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: 232-280; Oxford.
- Josopait, V. & Schmitz, U. (1971): Beitrag zur Stratigraphie im Unter- und Mittelkambrium der Sierra de la Demanda (NE-Spanien). *Münsterische Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **19**: 85-99; Münster in Westfalen.
- Kendall, C. G. S. C. et al. (1991): Simulation of the sedimentary fill of basins. In: Franseen, E. K., Watney, W. L. & Kendall, C. G. S. C. (Hrsg.): *Sedimentary modeling: Computer simulations and methods for improved parameter definition*: 9-30; Kansas.
- Keppie, J. D., Nance, R. D., Murphy, B. J. & Dostal, J. (2003): Tethyan, Mediterranean, and Pacific analogues for the Neoproterozoic-Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia. *Tectonophysics*, **365**: 195-219; Amsterdam.
- Kim, W., Cheong, D. & Kendall, C. G. S. C. (2003): Reproducing clastic sedimentary sequences by computer simulation: late Tertiary southern Ullung Basin, East Sea (Sea of Japan). In: (Ed.) 33, Abb.; Tab.; Taf.; Minneapolis.
- Koberski, U. (1992): Anwendungen der Kathodolumineszenz auf Fragestellungen der Petrologie. Diss, Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau, Geowissenschaftliche Fakultät: 213 S.; Freiburg.
- Larrazet, M. (1896): Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logoo. Dissertation, Université de Lille: S.; Lille.
- Larsen, G. & Chilingar, G. V. (1979): Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. *Developments in sedimentology*, **25A**: S.; Amsterdam.
- Leckie, D. A. & Walker, R. G. (1982): Storm- and tide-dominated shorelines in Late Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval - outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**: 138-157; Tulsa.
- Leeder, M. (1982): *Sedimentology: Process and product*. 344 S.; London.
- (1998): *Sedimentology and Sedimentary Basins - From Turbulence to Tectonics*. 592 S.; Oxford.
- Li, C., Wang, P., Daidu, F., Bing, D. & Tiesong, L. (2000): Open-coast intertidal deposits and the preservation potential of individual laminae: a case study from east-central China. *Sedimentology*, **47**: 1039-1051; Oxford.
- Liñán, E. et al. (1993a): Problemática del límite Cámbrico inferior-medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Revista Española de Paleontología*, **n Extraordinario**: 26-39; Madrid.
- Liñán, E. & Gmez-Vintaned, J. A. (1993b): Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **164** (6): 831-842; Paris.
- Liñán, E. & Gmez Vintaned, J. A. (1993): Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **164** (6): 831-842; Paris.
- Liñán, E., Gmez Vintaned, J. A. & Gozalo, R. (1996): Cambrian Field Conference.- Liñán, E., Gmez Vintaned, J. A. & Gozalo, R.- II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups, 13.-21. Sept., **Field Trip Guide and Abstracts**, 129; Zaragoza.
- Lian, E. et al. (2002): Cambrian. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (Hrsg.): *The Geology of Spain*: 17-29; London.
- Liñán, E. et al. (1995): Síntesis paleontológica del Cámbrico y Ordovícico del sistema Ibérico (Cadenas Ibéricas y Cadenas Hespricas). *Revista Española de Paleontología*, **Extraordinario**: 21-32; Madrid.
- (1996): Síntesis paleontológica del Cámbrico y Ordovícico del sistema Ibérico (Cadenas Ibéricas y Cadenas Hespricas). *Revista Española de Paleontología*, **Extraordinario**: 21-32; Madrid.
- Lotze, F. (1929): *Stratigraphie und Tektonik des Keltibrischen Grundgebirges (Spanien)*. Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, **3**: 320 S.; Berlin.
- (1958): Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, **7** (3-6): 727-750; Berlin.
- (1959): Zur Tektonik der stlichen Sierra de la Demanda (Krzere Mitteilungen zur Geologie Spaniens II). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Mitteilungen*, **9**: 385-391; Stuttgart.
- (1961): Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. In: Lotze, F. & Szűcs, K. (Hrsg.): *Das Kambrium Spaniens*, **6-8**: 283-693; Mainz.
- (1966): Präkambrium Spaniens. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **5**: 989-1006; Stuttgart.
- Lotze, F. & Szűcs, K. (1961): *Das Kambrium Spaniens*. Abhandlungen der Akademie der Wissenschaftlichen Literatur der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, **6**: 216 S.; Mainz.

- Malvarez, G. C., Cooper, J. A. G. & Jackson, D. W. T. (2001): Relationships between wave-induced currents and sediment grain size on a sandy tidal-flat. *Journal of Sedimentary Research*, **71** (5): 705-712; Boulder.
- Matter, A. & Ramseyer, K. (1984): Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones.- Zuffa, G. G.- Provenance of Arenites, **148**, 191-211; Cetraro, Cosenza.
- McKenzie, D. P. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**: 25-32; Amsterdam.
- Melndez Hevia, I. (2004): Geologia de Espaa - Una historia de seiscientos millones de aos. 277 S.; Madrid.
- Miall, A. D. (1996): The Geology of Stratigraphic Sequences. 433 S.; Berlin.
- (1999): In defense of facies classifications and models. *Journal of Sedimentary Research*, **69** (1): 2-5; Tulsa.
- Middleton, G. V. (1978): Facies. In: Fairbridge, R. W. & Bourgeois, J. (Hrsg.): *Encyclopedia of sedimentology*: 323-325; Stroudsburg.
- Münzberger, P. & Elicki, O. (2000): Litho- und Biofazies im Finalstadium einer kambrischen Plattformentwicklung - die Campo Pisano Formation SW-Sardiniens. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. sterr.*, **43**: 96-97; Wien.
- Myers, K. J. & Milton, N. J. (1996): Concepts and Principles of Sequence Stratigraphy. In: Emery, D. & Myers, K. J. (Hrsg.): *Sequence Stratigraphy*: 11-41; Oxford.
- Nadolny, B. A. (2001): Selbstndige geologische Kartierung in der Sierra de la Demanda (Nordspanien) westlich von Ventrosa de la Sierra. selbstndige geologische Kartierung, Technische Universitt Clausthal, Institut fr Geologie und Palontologie: 66 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- Nassau, K. & Prescott, B. E. (1975): A reinterpretation of smoky quartz. *Physica status solidi*, **29**: 659-663; Berlin.
- Nemec, W. & Steel, R. J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly massflow deposits. In: Koster, E. H. & Steel, R. J. (Hrsg.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, **10**: 1-31; Calgary.
- Neuser, R., D., Bruhn, F., Gtze, J., Habermann, D. & Richter, D., K. (1996): Kathodolumineszenz: Methodik und Anwendung. *Zentralblatt fr Geologie und Palontologie Teil I*, **1/2**: 287-306; Stuttgart.
- Nummedal, D. & Swift, D. J. P. (1987): Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. In: Nummedal, D., Pilkey, O. H. & Howard, J. D. (Hrsg.): *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution*, **41**: 241-260; Tulsa.
- Peinado, M. et al. (1978): Mapa Geolgico de Espaa.
- Kaiser, C. et al. (1990): Mapa Geolgico de Espaa.
- Palacios, M. T. (1982): El Cambrico entre Viniegra de Abajo y Mansilla (Sierra de la Demanda, Logroo) Trilobites e Icnofosiles. Servicio de Cultura de la Excma. Diputacin Provincial: 5-89; Logroo.
- Palacios, T. (1982): El Cambrico entre Viniegra de Abajo y Mansilla (Sierra de la Demanda, Logroo) Trilobites e Icnofosiles. 89 S.; Logroo.
- Posamentier, H. W., Jervy, M. T. & Vail, P. R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition; I, Conceptual framework. In: Wilgus, C. K. et al. (Hrsg.): *Sea-level changes; an integrated approach*, **42**: 109-124; Tulsa.
- Rasmussen, H. (2000): Nearshore and alluvial facies in the Sant Loren del Munt depositional system: recognition and development. *Sedimentary Geology*, **138**: 71-98; Amsterdam.
- Reading, H. G. (1996): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 688 S.; Oxford.
- Reading, H. G. & Collinson, J. D. (1996): *Clastic coasts*. In: Reading, H. G. (Hrsg.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: 154-231; Oxford.
- Reineck, H.-E. & Singh, I. B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments - With Reference to Terrigenous Clastics*. 549 S.; Berlin.
- Remond, G. et al. (1992): Cathodoluminescence applied to the microcharacterization of mineral materials: A present status in experimentation and interpretation. *Scanning Electron Microscopy*, **6**: 23-68; Chicago.
- Reynolds, D. J., Steckler, M. S. & Coakley, B. J. (1991): The Role of the Sediment Load in Sequence Stratigraphy: The Influence of Flexural Isostasy and Compaction. *Journal of Geophysical Research*, **96** (B4): 6931-6949; Washington.
- Richter, D. K., Gtze, T., Gtze, J. & Neuser, R. D. (2003): Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, **79**: 127-166; Wien.
- Russo, A. & Bechstdt, T. (1994): Evolucin sedimentolgica y paleogeogrfica de la formatin Vegadeo (Cambrico Inferior-medio) en la zona entre Visua y Piedrafita do Caurel (Lugo, NO de Espaa). *Rev. Soc. Geol. Espaa*, **7** (3-4): 299-310; Madrid.
- Salas, R. & Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberia basin. *Tectonophysics*, **228**: 33-55; Amsterdam.
- (1935): El sistema cambriano, Explic. Mapa geol. Espaa.
- Sandiford, M., Frederiksen, S. & Braun, J. (2003): The long-term thermal consequences of rifting: implications for basin reactivation. *Basin Research*, **15**: 23-43; Oxford.
- Sawyer, D. S., Swift, B. A., Sclater, J. G. & Tolsz, M. N. (1982): Extensional model for the subsidence of the northern United States Atlantic continental margin. *Geology*, **10**: 134-140; Boulder.
- Schmidt-Thom, M. (1968): Beitrge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). Dissertation, Julius-Maximilians-Universitt, Hohe Naturwissenschaftliche Fakultt: 173 S.; Wrzburg.
- (1973): Beitrge zur Feinstratigraphie des Unterkam-

- briums in den Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). *Geologisches Jahrbuch*, **7**: 3-43; Hannover.
- Schmitz, U. (1971): Stratigraphie und Sedimentologie im Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen Ketten nrdlich Ateca (Zaragoza), NE- Spanien. *Mnsterische Forschungen zur Geologie und Palontologie*, **22**: 123; Mnster.
- Schmitz, U. & Walter, R. (1974): Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen Halbinsel. Bericht ber neuere Untersuchungen (1965-1972) - Teil I: NE-Spanien, Zentral-Spanien, S-Spanien. *Zentralblatt der Geologie und Palontologie*, **1** (1/2): 73-124; Stuttgart.
- Schneider, F., Potdevin, J.-L., Wolf, S. & Faille, I. (1996): Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. *Tectonophysics*, **263**: 307-317; Amsterdam.
- Scholle, P. A. & Spearing, D. (Hrsg.) (1998): Sandstone Depositional Environments. *AAPG Memoir*, **31**: 410 (AAPG).
- Schriel, W. (1930): Die Sierra de La Demanda und die Montes Obarenes. *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Gttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, Beitrge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete*, **16/2** (4): 1-104; Berlin.
- Slater, J. G. & Christie, P. A. F. (1980): Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research*, **85** (B7): 3711-3739; Washington.
- Sdzuy, K. (1961): Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. In: Lotze, F. & Sdzuy, K. (Hrsg.): *Das Kambrium Spaniens*, **6-8**: 283-693; Mainz.
- Shergold, J. H. & Cooper, R. A. (2004): The Cambrian Period. In: Gradstein, F., Ogg, J. & Smith, A. (Hrsg.): *A Geologic Time Scale 2004*: 589; Cambridge.
- Shergold, J. H., Lián, E. & Palacios, T. (1983): Late Cambrian Trilobites from the Najerilla Formation, North-Eastern Spain. *Palaeontology*, **26** (1): 71-92; Oxford.
- Shergold, J. H. & Sdzuy, K. (1991): Late Cambrian trilobites from the Iberian Mountains, Zaragoza Province, Spain. *Beringeria*, **4**; Wrzburg.
- Sloss, L. L. (1962): Stratigraphic models in exploration. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32**: 415-422; Tulsa.
- (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin* (93-114); 74.
- Steckler, M. S. & Watts, A. B. (1978): Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, **41**: 1-13; Amsterdam.
- Steil, S. (1997): Geologische Kartierung im Grundgebirge der Sierra de la Demanda (Nordspanien), Raum Valle de Valvanera. *Dipl.-Kart., Technische Hochschule Darmstadt, Geologisch-Palontologisches Institut*: 71 S.; Darmstadt.
- Steininger, F. F. & Piller, W. E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **209**: 1-19; Frankfurt a. M.
- Strobel, J., Cannon, R., Kendall, C. G. S. C., Biswas, G. & Bezdek, J. (1989): Interactive (Sedpak) simulation of clastic and carbonate sediments in shelf to basin settings. *Computers & Geosciences*, **15** (8): 1279-1290; Oxford.
- Strobel, J. et al. (1990): Interactive simulation (SED-PAK) of clastic and carbonate sedimentation in shelf to basin settings. In: Cross, T. A. (Hrsg.): *Quantitative Dynamic Stratigraphy*: 433-444; New Jersey.
- Swift, D. J. P. & Field, M. E. (1981): Evolution of a classic sand ridge field; Maryland sector, North American inner shelf. *Sedimentology*, **28**: 461-481; Oxford.
- Swift, D. J. P., Oertel, G. F., Tillman, R. W. & Thorne, J. A. (Hrsg.) (1992): Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, facies and sequence stratigraphy. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, **14**: 532; Oxford (Alden Press).
- Tucker, M. E. (2001): *Sedimentary Petrology*. 262 S.; Oxford.
- Vail, P. R. et al. (1977): Seismic stratigraphy and global changes in sea level. In: Payton, C. E. (Hrsg.): *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*, **26**: 49-92; Tulsa.
- Valladares, M. I., Barba, P. & Ugidos, J. M. (2002): Precambrian. In: Gibbons, W. & Moreno, T. (Hrsg.): *The Geology of Spain*: 7-16; London.
- van Hinte, J. E. (1978): Geohistory Analysis - Applications of Micropalaeontology in Exploration Geology. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **62** (2): 201-222; Tulsa.
- Van Sickel, W. A., Kominz, M. A., Miller, K. G. & Browning, J. V. (2004): late Cretaceous and Cenozoic sea-level estimates: backstripping analysis of borehole data, onshore New Jersey. *Basin Research*, **16**: 451-465; Oxford.
- van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. & Rahmanian, V. D. (1990): Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrop: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, **7**: 55; Tulsa.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. & Rahmanian, V. D. (1990): Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. *AAPG Methods in Exploration Series*, **7**: 55 S.; Tulsa.
- van Wagoner, J. C. et al. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**: 39-45; Tulsa.
- Veselovsky, Z. (2004): Integrated numerical modelling of a polyhistory basin, Southern Cantabrian Basin (Palaeozoic, NW-Spain). *Dissertation, Ruprecht-Karls-Universitt, Naturwissenschaftlich-Mathematische Gesamtfakultt*: 225 S.; Heidelberg.
- Walker, R. G., Duke, W. L. & Leckie, D. A. (1983):



- Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 1245-1251.
- Walker, R. G. & James, N. P. (1992): Facies Models - Response to Sea Level Changes. 454 S.; St. Johns.
- (Hrsg.) (1992): Facies models: response to sea level change. ; Kingston (Geological Association of Canada).
- Walker, R. G. & Plint, A. G. (1992): Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. In: Walker, R. G. & James, N. P. (Hrsg.): Facies Models - Response to Sea Level Change, **1**: 219-238; Gloucester.
- Watts, A. B. & Ryan, W. B. F. (1976): Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, **36**: 25-44; Amsterdam.
- Wellhausen, D. (1997): Geologische Kartierung im Grundgebirge der Sierra de la Demanda (La Rioja, Nordspanien) - Ober-Kambrium und Unter-Ordovizium im oberen Najerilla-Tal. Dipl.-Kart., Technische Hochschule Darmstadt, Geologisch-Palontologisches Institut: 54 S.; Darmstadt.
- Went, D. J. (2005): Pre-vegetation alluvial fan facies and processes: an example from the Cambro-Ordovician Rozel Conglomerate Formation, Jersey, Channel Islands. *Sedimentology*, **52**: 693-713; Oxford.
- Wheeler, H. E. (1964a): Baselevel Transit Cycles. *Kansas Geological Survey Bulletin*, **169**: 623-629; Topeka.
- (1964b): Baselevel, Lithosphere Surface, and Time Stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **75**: 599-610; Tulsa.
- Wienands (1963): Geologische Untersuchungen im Raum der Sierra de La Demanda. Dissertation, Westflische Wilhelms-Universitt Mnster, Geologisches Institut: 137 S.; Mnster.
- Wienands, A. (1963): Geologische Untersuchungen im Raum der Sierra de la Demanda. Diss, Westflische Wilhelms-Universitt Mnster: 137 S.; Mnster.
- (1964): ber das Oberkarbon und das Alter der variszischen Faltung in der Sierra de la Demanda (Nordspanien, Prov. Burgos und Logroo). *Neues Jahrbuch fr Geologie und Palontologie -Monatshefte*, **6**: 353-368; Stuttgart.
- Winsemann, J., Jonen, A. (2000): Stapelungsmuster eines sturmdominierten Schelfsystems: Die unterordovizische Goldisthaler Folge und Fraunbach-Gruppe des Thringer Schiefergebirges. *Z. dt. geol. Ges.*, **151** (3): 287-307; Stuttgart.
- Wolf, R. (1980): Lithology and acritarchs of the Lower Ordovician formations of Celtiberia (NE Spain) with stratigraphic and palaeoenvironmental implications. Diss, Julius-Maximilians-Universitt Wrzburg, Naturwissenschaftlicher Fachbereich: 236 S.; Wrzburg.
- Wygrala, B. P. (1989): Integrated study of an oil field in the southern Po basin, northern Italy. *Berichte Kernforschungsanlage Jlich*, **2313**: 1-217; Jlich.
- Zinkernagel, U. (1978): Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contributions to Sedimentology*, **8**: 69 S.; Stuttgart.

---



---

## Tabellenverzeichnis

Tab. 2-1: Zusammenstellung untersuchter Profile, geographischer Positionen und Stratigraphie .....	13
Tab. 2-1: Compilation of studied sections, geographical positions and stratigraphy .....	13
Tab. 4-1: Nomenklatur zu Lithofaziestypen.....	27
Tab. 4-1: Nomenclature of lithological facies. ....	27
Tab. 4-2: Zusammenstellung der Lithofaziestypen mit Lithologie, Textur, Struktur und Prozessinterpretation.....	28
Tab. 4-2: Summary of lithofacies types with lithology, texture, structure and process interpretation.....	28
Tab. 7-2: Zusammenstellung der für die Abfolgen der Sierra de la Demanda angewandten Alter und lithologischen Parameter.....	68
Tab. 7-2: Summary of used ages and lithological parameters for the Sierra de la Demanda. ....	68
Tab. 7-1: Oberflächenporositäten, Porositäts-Teufen-Koeffizienten und Dichten der beteiligten Lithologien (verändert nach SCLATER & CHRISTIE 1980).....	68
Tab. 7-1: Surface porosities, porosity-depth-coefficients and densities of involved lithologies (modified after SCLATER & CHRISTIE 1980). ....	68



## Abbildungsverzeichnis

Abb. 1-1: Plattentektonische Konstellation zum Ende des Proterozoikums (550 Ma), KEPPIE et al. (2003).	1
Fig. 1-1: Plate tectonic constellation at the end of the Proterozoic (550 Ma), KEPPIE et al. (2003).	1
Abb. 1-3: Gliederung des iberischen Paläozoikums nach LOTZE (1945), verändert nach LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED (1993).	3
Fig. 1-3: Arrangement of the Iberian Palaeozoic according to LOTZE (1945), modified after LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED (1993).	3
Abb. 1-2: Proterozoische und paläozoische Ausbisse der europäischen Varisziden, verändert nach QUESADA (1992) und VALLADARES et al. (2000); 1: Iberisches Massiv, 2: Sierra de la Demanda, 3: Keltiberische Ketten.	3
Fig. 1-2: Proterozoic and Palaeozoic outcrops of the European Variscides, modified after QUESADA (1992) und VALLADARES et al. (2000); 1: Iberian Massif, 2: Sierra de la Demanda, 3: Iberian Chains.	3
Abb. 1-4: Neu zusammengestellte geologische Übersichtskarte der Sierra de la Demanda.	5
Fig. 1-4: New compiled geological overview map of the Sierra de la Demanda.	5
Abb. 1-5: Vorgehensweise und Untersuchungsmethodik.	6
Fig. 1-5: Approach and working methods.	6
Abb. 1-6: Ausschnitt und Beispiel der entwickelten Logprofilblätter zur Dokumentation von Korngröße, Lithologie, Sedimentstrukturen, Fazies, Zyklen und Ablagerungsräumen.	8
Fig. 1-6: Section and example of developed logsection sheets for documentation of grain size, lithology, sedimentary structures, facies, cyclicity and depositional environments.	8
Abb. 2-1: Ausschnitt aus der geologischen Übersichtskarte der Sierra de la Demanda (Kap. 1, Abb. 1-4) mit den Lokalisationen der untersuchten Profile in der östlichen Sierra de la Demanda. Das Profil Barbadillos befindet sich westlich von Canales de la Sierra.	12
Fig. 2-1: Part of the geological overview map of the Sierra de la Demanda (Chap. 1, Fig. 1-4) with localisations of analysed sections in the eastern Sierra de la Demanda. The Barbadillos section is situated west of Canales de la Sierra.	12
Abb. 3-1: Stratigraphische Gliederung der Abfolgen der Sierra de la Demanda nach verschiedenen Autoren, ergänzt durch das Vergleichsprofil der Keltiberischen Ketten (verändert nach LIÑÁN et al. 2002).	20
Fig. 3-1: Stratigraphy of the Sierra de la Demanda after various authors, compared to the stratigraphy in the Iberian Chains (modified after LIÑÁN et al. 2002).	20
Abb. 3-2: Definition stratigraphischer Grenzalter für das Kambrium. Internationale Stratigraphische Kommission (ICS).	21
Fig. 3-2: Definition of stratigraphic boundary ages for the cambrian. International Commission on Stratigraphy (ICS).	21
Abb. 4-1: Kornachsenvermessung von Quarzgeröllen in Konglomeraten der Anguiano-Fm.; Quarz, n=1.496 (A); Lithoklasten, n=266 (B).	29
Fig. 4-1: Grain axis measurements in conglomerates of Anguiano-Fm; quartz n=1.496 (A); lithoclasts, n=266 (B).	29
Abb. 4-2: Petrographische Charakteristika der Konglomeratfazies: a) Quarz- (Qz), Kieselgestein- (Chert) und Turmalin-Apatit-Klasten in Lithofazies GMc, b) authigene Chlorite (Chl) und klastische Quarzkörner in Lithofazies GMc (REM), c) Textur von Lithofazies GCc mit mittelsandiger (ms) bis feinkiesiger (fg) Matrix, polierte Probe DNA106, d) radialstrahlige Gruppierungen („Turmalinsonnen“) von nadeligem Turmalin in Probe DNA147b.	30
Fig. 4-2: Petrographic characteristics of the conglomerate facies: a) quartz- (Qz), chert- and tourmaline-	



- apatite-clasts in lithofacies GMc, b) authigenic chlorite (Chl) and clastic quartz grains in lithofacies GMc (SEM), c) texture of lithofacies GCc with matrix of middlesand (ms) and finegravel (fg), polished sample DNA106, d) radial alignment („tourmalinesuns“) of needle-tourmaline in sample DNA147b. .... 30
- Abb. 4-3: Konglomerat-Lithofazies der Anguiano-Formation, Profil Najerilla Nord: a) Bänke von Lithofazies GMc und GCc wechseln sich ab, b) gut gerundete Turmalin-Quarz-Apatit-Klasten in Lithofazies GMc, c) dünnbankige Ausbildung von Lithofazies GMm, d) invers und normal gradierte Bänke in GMm mit feinklastischen Zwischenlagen und erosiver Basis (Pfeil). .... 31
- Fig. 4-3: Conglomerate lithofacies of the Anguiano-Formation, Najerilla North section: a) Alternating beds of lithofacies GMc and GCc, b) well rounded tourmaline-quartz-apatite clast in lithofacies GMc, c) thinly bedded development of lithofacies GMm, d) inverse to normaly graded beds in GMm with fine grained intercalations and erosive base (arrow). .... 31
- Abb. 4-4: Form von Schrägschichtungskörpern in Abhängigkeit von Sedimenttyp, Strömungs-geschwindigkeit, Wassertiefe und Scherstress (REINECK & SINGH 1980). .... 33
- Fig. 4-4: Form of foresets in dependence of sediment type, stream velocity, water depth and shear stress (REINECK & SINGH 1980). .... 33
- Abb. 4-5: Sandige Lithofazies: a) Trogförmig schräggeschichtete Feinsandsteine in Lithofazies STfm, Najerilla-Formation, b) bogige Schrägschichtung in mittelsandiger Bank der Lithofazies SFfm, Puntón-Formation, c) planare Schrägschichtung in dickbankigen Abfolgen der Lithofazies SPfm, Najerilla-Formation, Gatón-Profil, d) einzelne konvexe Kleinrippel mit interner Schrägschichtung in flaser- bis wellig geschichteten Feinsandsteinen, Lithofazies SWFLf. .... 34
- Fig. 4-5: Sandy lithofacies: a) trough crossbedded fine sandstones in lithofacies STfm, Najerilla-Formation, b) festoon-shaped crossbedding in middle coarse bed of lithofacies SFfm, Puntón-Formation, c) planar crossbedding in thick beds of lithofacies APfm, Najerilla-Formation, Gatón section, d) individual convex small-scale ripple with internal crossbedding in flaser to wavy-bedded fine sandstones, lithofacies SWFLf. .... 34
- Abb. 4-6: Sandige Lithofazies: a) Ebene, fein laminierte Schichtung in Feinsandsteinen, Lithofazies SEf, Puntón-Formation, b) ebene, fein laminierte Schichtung mit einzelnen Kleinrippeln (weißer Pfeil) und Pyritkristallen (roter Pfeil), c) normalgradierte Schichtung mit Abnahme der Mächtigkeiten der einzelnen Laminae zum Top, Puntón-Formation, d) Auftreten von Sandlinsen mit erosiven Basen (Pfeile) in heterolithischer Lithofazies HWLuf. .... 36
- Fig. 4-6: Sandy lithofacies: a) even, finely laminated bedding in fine sandstones, lithofacies SEf, Puntón-Formation, b) even, fine laminated bedding with several small scale ripples (white arrow) and pyrite crystals (red arrow), c) fining upward with decrease in thickness of individual laminae, Puntón-Formation, d) occurrence of sand lenses with erosive bases (arrows) in heterolitic facies HWLuf. .... 36
- Abb. 4-7: Sandige Lithofazies: a) Trogförmige Schrägschichtung mit Schichtungsf lächen (dicke Linien) und Reaktivierungsfläche (dünne Linie) in Lithofazies STfm, b) Swaly Schrägschichtung (SCS) durch Amalgamierung von HCS-Schichten, Lithofazies SHf, Najerilla-Formation, c) HCS in feinsandiger Bank mit deutlicher Reaktivierungsfläche (Pfeil), Lithofazies SHf, d) flache HCS-Struktur in Feinsanden der Lithofazies SHf, Najerilla-Formation. .... 37
- Fig. 4-7: Sandy lithofacies: a) trough crossbedding with bedding planes (thick lines) and reactivation surface (thin line) in lithofacies STfm, b) swaly cross stratification due to amalgamation of HCS beds, lithofacies AHf, Najerilla-Formation, c) HCS in fine sand bed with clear reactivation surface (arrow), lithofacies SHf, d) flat HCS structure in fine sandstones of lithofacies SHf, Najerilla-Formation. .... 37
- Abb. 4-8: Sandige Lithofazies: a) Großrippel in Mittelsandsteinen, Lithofazies SMRfm, Najerilla-Formation, b) Kleinrippelschr ägschichtung mit Reaktivierungsf lächen erster (weißer Pfeil) und zweiter (roter Pfeil) Ordnung, Lithofazies SSfm, Viniegra-Formation, c) planare Schrägschichtung in Grobsandsteinen der Lithofazies SPFc mit basalen Mikrokonglomeraten (Pfeil), Viniegra-

	Formation, d) Rinnensedimentation in Lithofazies STc, Najerilla-Formation.....	38
Fig.	4-8: Sandy lithofacies: a) Megaripple in middle sandstones, lithofacies SMRfm, Najerilla-Formation, b) small-scale ripple bedding with first (white arrow) and second (red arrow) order reactivation surfaces, lithofacies SSfm, Viniegra-Formation, c) planar crossbedding in coarse sandstone of lithofacies SPFc with microconglomerates at its base (arrow), Viniegra Formation, d) channel sedimentation in lithofacies STc, Najerilla Formation. ....	38
Abb.	4-9: Heterolithische Lithofazies: a) Sandigerer Bereich von Lithofazies HFLuf, Pfeil zeigt auf Bereiche mit Linsenschichtung, Puntón-Formation, Arroyo de Roñas-Profil, b) Lagenweises Auftreten von Bioturbation in Lithofazies HFLuf (Pfeile), Urbión Profil, Najerilla-Formation, c) zungenförmige Kleinrippeln (lingoid shaped ripples) auf Schichtoberseite, Najerilla-Formation, d) stark deformierte Tonsteinabfolge, Profil Najerilla Nord, Najerilla-Formation. ....	40
Fig.	4-9: Heterolithic lithofacies: a) sandier area of lithofacies HFLuf, arrow points at lenticular bedding, Puntón Formation, Arroyo de Roñas section, b) layered occurrence of bioturbation in lithofacies HFLuf (arrows), Urbión section, Najerilla-Formation, c) lingoid-shaped ripples on top side of bed, Najerilla-Formation, d) strongly deformed shale succession, Najerilla North section, Najerilla-Formation. ....	40
Abb.	4-10: Karbonatlithofazies: a) Massige Dolomitbänke, Lithofazies CDoMas, Arroyo de Roñas-Profil, San Antón-Formation, b) Strömungsrippel (weißer Pfeil) mit Schrägschichtung und Bioturbation (roter Pfeil) in feinklastischen Zwischenlagen in Dolomiten der Mansilla-Formation, c) Karbonatknochen-Lagen in Schluffsteinen der Azarulla-Formation, Lithofazies HWcarb, Schichtung (dicke Linien) und Schieferung (dünne Linien) sind nachgezeichnet, Gatón-Profil, d) Übersicht Lithofazies CDoCarbW, Arroyo de Roñas-Profil. ....	42
Fig.	4-10: Carbonate lithofacies: a) massive dolomite beds, lithofacies CDoMas, Arroyo de Ronas section, San Antón-Formation, b) current ripples (white arrow) with cross beds and bioturbation (red arrow) in fine grained intercalations in dolomites of the Mansilla-Formation, c) nodular carbonate beds in siltstones of the Azarulla-Formation, lithofacies HWcarb, bedding (thick line) and cleavage (thin line) are traced, Gatón section, d) overview of lithofacies CDoCarbW, Arroyo de Roñas. ....	42
Abb.	4-11: Oberkambrische Arthropodenspuren: a) Cruziana, berühmte Fundstelle in der Nähe der Venta Goyo, Profil Najerilla Nord, Najerilla-Formation, b) Fluchtspuren auf Oszillationsrippeln ( <i>Diplichnites?</i> ), Najerilla-Formation, c) <i>Diplichnites?</i> auf Schichtunterseite, Najerilla-Formation, d) Cruziana, Najerilla-Formation. ....	43
Fig.	4-11: Upper Cambrian arthropod traces: a) Cruziana, famous locality close to Venta Goyo, Najerilla North section, Najerilla-Formation, b) escape traces on oscillation ripples ( <i>Diplichnites?</i> ), Najerilla-Formation, c) <i>Diplichnites?</i> (arrows) on bottom side of bed, Najerilla-Formation, d) Cruziana ichnofauna, Najerilla-Formation. ....	43
Abb.	4-12: Oberkambrische Bioturbation und Ichnofauna: a) Intensive Bioturbation (Schichtunterseite), Pfeile zeigen auf mögliche Arthropoden-Fluchtspuren ( <i>Diplichnites?</i> ) Najerilla-Formation, b) unbestimmte Ichnofauna ( <i>Psammichnites?</i> ), Najerilla-Formation, c) horizontale kurvige Fraßspuren ( <i>Planolites?</i> ), Najerilla-Formation, d) vertikale Röhren von <i>Skolithos</i> Ichnofazies, Viniegra-Formation. ....	44
Fig.	4-12: Upper Cambrian bioturbation and ichnofauna: a) intense bioturbation (bottom side of bed), arrows point at possible arthropod escape structures ( <i>Diplichnites?</i> ) Najerilla-Formation, b) undetermined ichnofauna ( <i>Psammichnites?</i> ), Najerilla-Formation, c) horizontal sinuous rangle traces ( <i>Planolites?</i> ), Najerilla Formation, d) vertical pipes of <i>Skolithos</i> , Viniegra Formation.....	44
Abb.	4-13: Zuordnung der Lithofaziestypen zu Ablagerungsbereichen eines marinen Küsten- bis Schelfprofils. ....	45
Fig.	4-13: Assignment of lithofacies types to depositional environments of a marine shoreline to shelf profile.....	45
Abb.	5-1: Interpretierte Faziesarchitektur eines retrogradierenden alluvialen Schuttfächers, Anguiano-For-	





















































































	mation, Najerilla Nord-Profil. ....	48
Fig.	5-1: Interpreted facies architecture of a retrograding alluvial fan, Anguiano Formation, section Najerilla North. ....	48
Abb.	5-2: Vereinfachtes Faziesmodell der Anguiano-Formation mit möglicher Verteilung der Konglomerate. ....	49
Fig.	5-2: Simplified facies model of the Anguiano Formation with possible distribution of the conglomerates. ....	49
Abb.	5-3: Interpretierte Faziesarchitektur der Übergangszone eines alluvialen Schuttfächers in einen marinen Küstenbereich (foreshore), Anguiano-Formation, Najerilla Nord-Profil. ....	50
Fig.	5-3: Interpreted facies architecture of the transition of an alluvial fan into a marine foreshore, Anguiano Formation, Najerilla North section. ....	50
Abb.	5-4: Interpretierte Faziesarchitektur einer transgressiven Faziesabfolge, Anguiano- und Puntón-Formation, Najerilla Nord-Profil. ....	51
Fig.	5-4: Interpreted facies architecture of a transgressive facies succession, Anguiano and Puntón Formation, Najerilla North section. ....	51
Abb.	5-5: Interpretierte Faziesarchitektur eines tidalen Foreshore-Bereichs (Watten), Puntón-Formation, Arroyo de Roñas-Profil. ....	52
Fig.	5-5: Interpreted facies architecture of a tidal foreshore (tidal flat), Puntón Formation, Arroyo de Roñas section. ....	52
Abb.	5-6: Faziesmodell der unteren Puntón-Formation mit der Ausbildung eines Wattenbereichs und von küstenparallel orientierten Longshore bars. ....	53
Fig.	5-6: Facies model of the lower Puntón Formation with development of a tidal flat and longshore bars oriented parallelly to the coast. ....	53
Abb.	5-7: Interpretierte Faziesarchitektur eines sandigen tidalen Foreshore-Bereichs (Sandwatten), Viniegra-Formation, Najerilla Nord-Profil. ....	54
Fig.	5-7: Interpreted facies architecture of a sandy tidal foreshore (sandy tidal flat), Viniegra Formation, Najerilla North section. ....	54
Abb.	5-8: Interpretierte Faziesarchitektur aggradierender küstenparalleler Barrieresande, Viniegra-Formation, Najerilla Nord-Profil. ....	55
Fig.	5-8: Interpreted facies architecture of aggradational parallel-to-shoreline barrier sands, Viniegra-Formation, Najerilla North section. ....	55
Abb.	5-9: Interpretierte Faziesarchitektur einer regressiven Schelf-Shoreface-Foreshore-Signatur, Puntón-Formation, Najerilla Nord-Profil. ....	56
Fig.	5-9: Interpreted facies architecture of a regressive shelf-shoreface-foreshore signature, Puntón Formation, Najerilla North section. ....	56
Abb.	5-10: Interpretierte Faziesarchitektur eines sturmbeeinflussten Schelfs, Najerilla-Formation, Najerilla Süd 979-978 Profil. ....	57
Fig.	5-10: Interpreted facies architecture of a storminfluenced shelf, Najerilla Formation, Najerilla South 979-978 section. ....	57
Abb.	6-1: Kontrollenfaktoren auf Akkomodation und Küstenlinienwanderungen in marinen Ablagerungsräumen, CATUNEANU et al. (2005). ....	59
Fig.	6-1: Controls on accommodation and shoreline shifts in marine environments, CATUNEANU et al. (2005). ....	59
Abb.	6-2: Hierarchie stratigraphischer Zyklen (MYERS & MILTON 1996). ....	60
Fig.	6-2: Hierarchy of stratigraphic cycles (MYERS & MILTON 1996). ....	60
Abb.	6-3: Gegenüberliegende Seite: Interpretiertes sequenzstratigraphisches Modell der kambrischen Ab-	

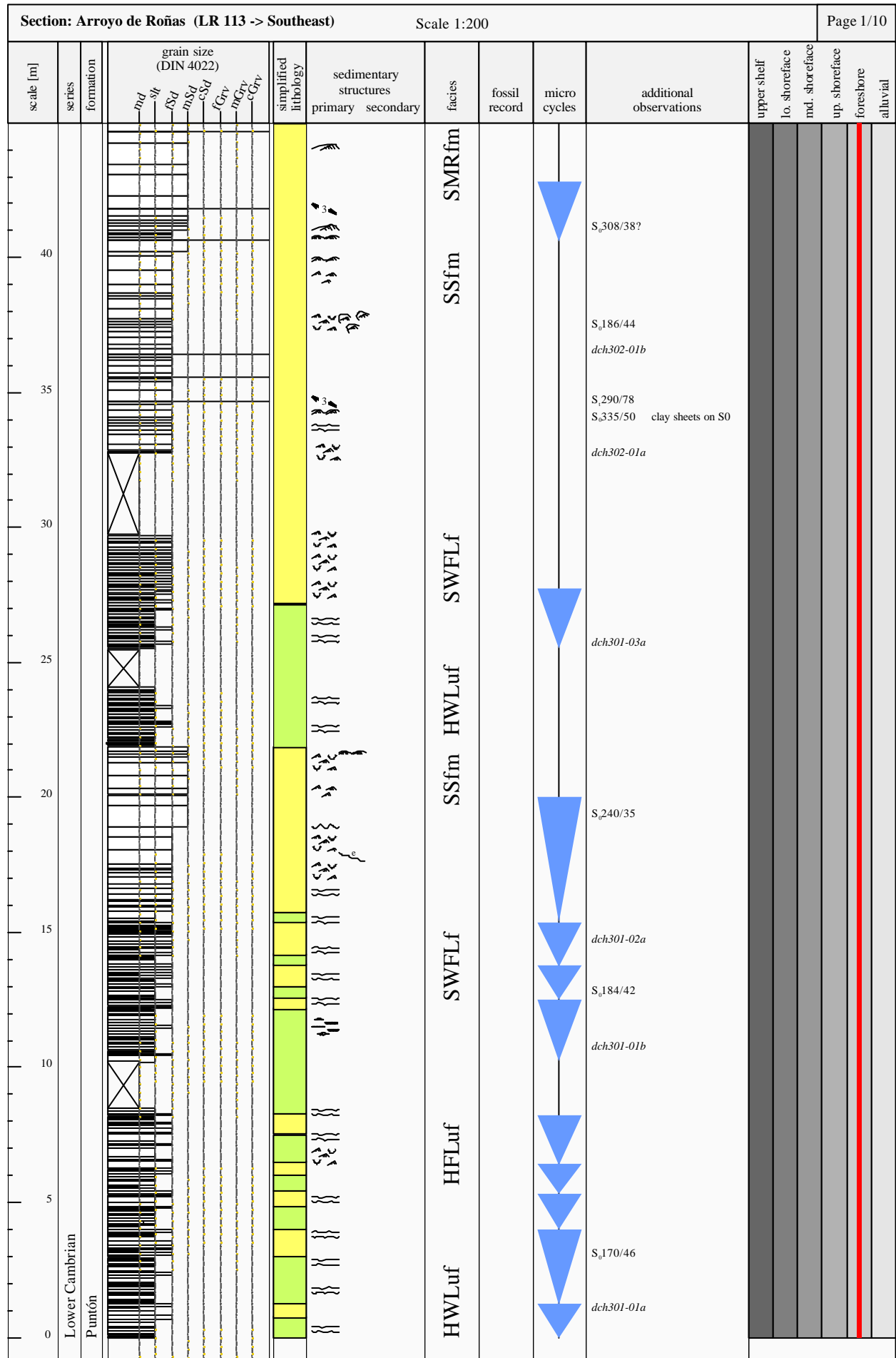
	folgen der Sierra de la Demanda. ....	63
Fig.	6-3: Opposit side: Interpreted sequence stratigraphic model of the cambrian successions in the Sierra de la Demanda. ....	63
Abb.	7-2: Porositätsänderungen in Abhängigkeit von der Teufe bei Sandsteinen (verändert nach WYGRALA 1989). ....	66
Fig.	7-2: Porosity changes due to depth for sandstones (modified after WYGRALA 1989).....	66
Abb.	7-1: Schematisches Diagramm zur Ermittlung des Porositäts-Teufen-Koeffizienten bei bekannter exponentieller Porositäts-Teufen-Funktion (verändert nach ALLEN & ALLEN 2005).....	66
Fig.	7-1: Schematic diagram for determination of the porosity-depth-coefficient with known exponential porosity-depth-function (modified after ALLEN & ALLEN 2005). ....	66
Abb.	7-4: Porositätsänderungen in Abhängigkeit von der Teufe bei Karbonaten (verändert nach WYGRALA 1989). ....	67
Fig.	7-4: Porosity changes due to depth for limestones (modified after WYGRALA 1989).....	67
Abb.	7-3: Porositätsänderungen in Abhängigkeit von der Teufe bei Feinklastika (verändert nach WYGRALA 1989). ....	67
Fig.	7-3: Porosity changes due to depth for shales (modified after WYGRALA 1989). ....	67
Abb.	7-5: Schematische Darstellung der Dekompaktion bei freier Isostasie („Airy-type“). ....	69
Fig.	7-5: Schematic illustration of decompaction-routine for Airy-type isostasy. ....	69
Abb.	7-6: A) Kumulierte Sedimentation abgeleitet aus den dekompanierten Abfolgen der Sierra de la Demanda, B) Vergleich der Sedimentations- und Subsidenzraten. ....	71
Fig.	7-6: A) Cumulative sedimentation derived from decompacted series of the Sierra de la Demanda, B) Comparison of sedimentation and subsidence rates. ....	71
Abb.	7-7: Vergleich der durch Backstripping berechneten tektonischen Subsidenz (grün) mit der totalen Subsidenz des Beckens (rot). ....	72
Fig.	7-7: Comparison of backstripped tectonic subsidence (green) with total subsidence of the basin (red). ....	72
Abb.	7-8: A) Theoretische Subsidenzkurven initialer und thermischer Subsidenz verschiedener Streckungsfaktoren b (EINSELE 2000, verändert nach SAWYER et al. (1982)), B) McKenzie-Extensions-Riftbeckenmodell mit i) Prerift-Phase, ii) Initialer Subsidenz durch isostatische Kompensation am Ende einer kurzen Riftphase und iii) Thermale Subsidenzphase (EINSELE 2000). ....	73
Fig.	7-8: A) Theoretical subsidence curves of initial and thermal subsidence of different stretching factors b (EINSELE 2000, modified after SAWYER et al. (1982)), B) McKenzie extension riftbasin model with i) prerift-Phase, ii) initial subsidence due to isostatic compensation at the end of a short rift-phase and iii) thermal Subsidence (EINSELE 2000). ....	73
Abb.	7-9: Interpretation der Subsidenzphasen der Sierra de la Demanda mit tektonischer (grüne Linie) und totaler Subsidenz (rote Linie), Zeiträume verminderter initialer Subsidenz (gelbe Fläche), normaler initialer Subsidenz (rosa Fläche) und Subsidenzunterbrechung (blaue Fläche). ....	73
Fig.	7-9: Interpretation of subsidence phases of the Sierra de la Demanda with tectonic (green line) and total subsidence (red line), period of reduced initial subsidence (yellow area), normal initial subsidence (pink area) and interruption in subsidence (blue area). ....	73

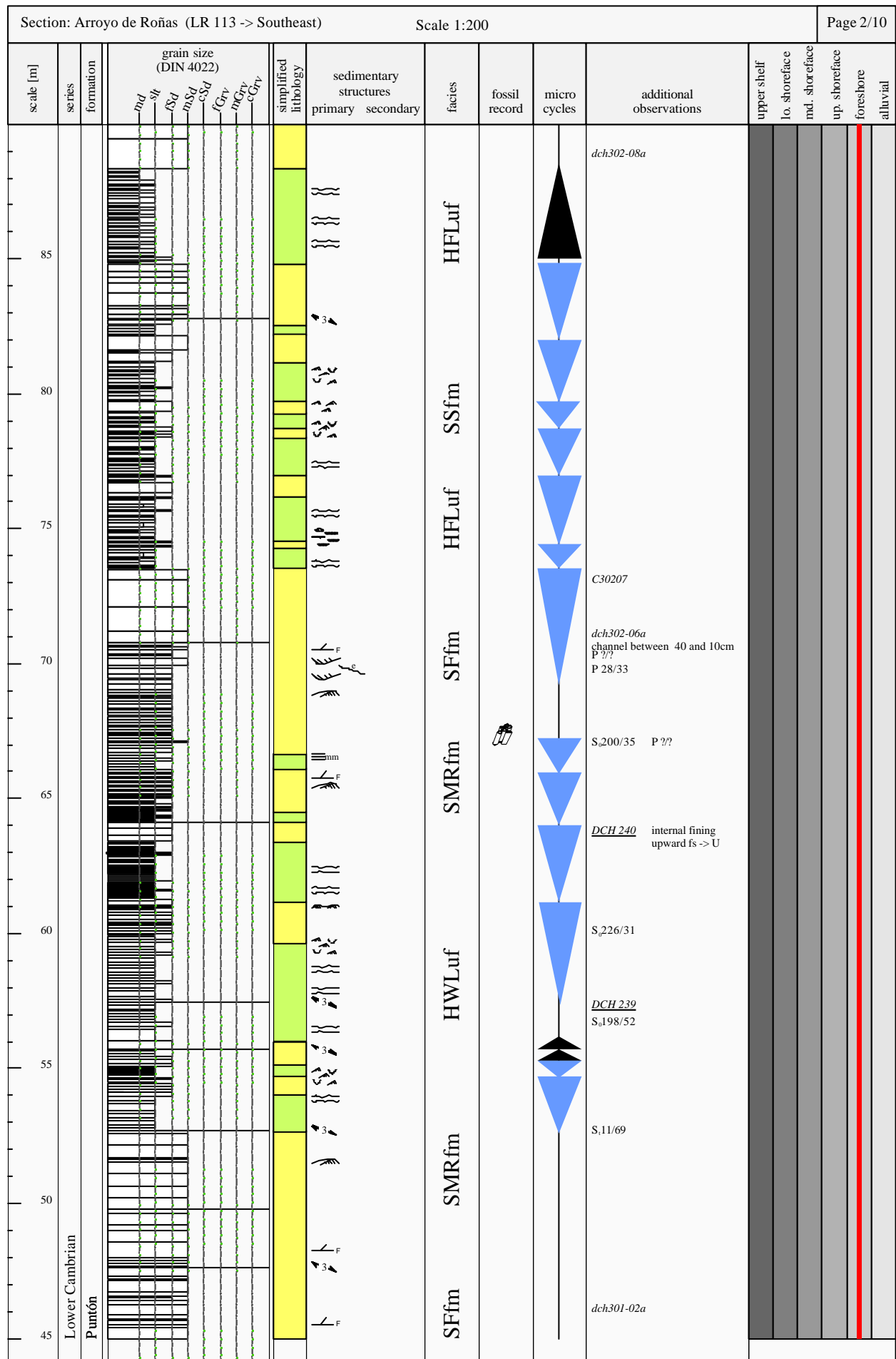


## Sedimentologische Logprofile

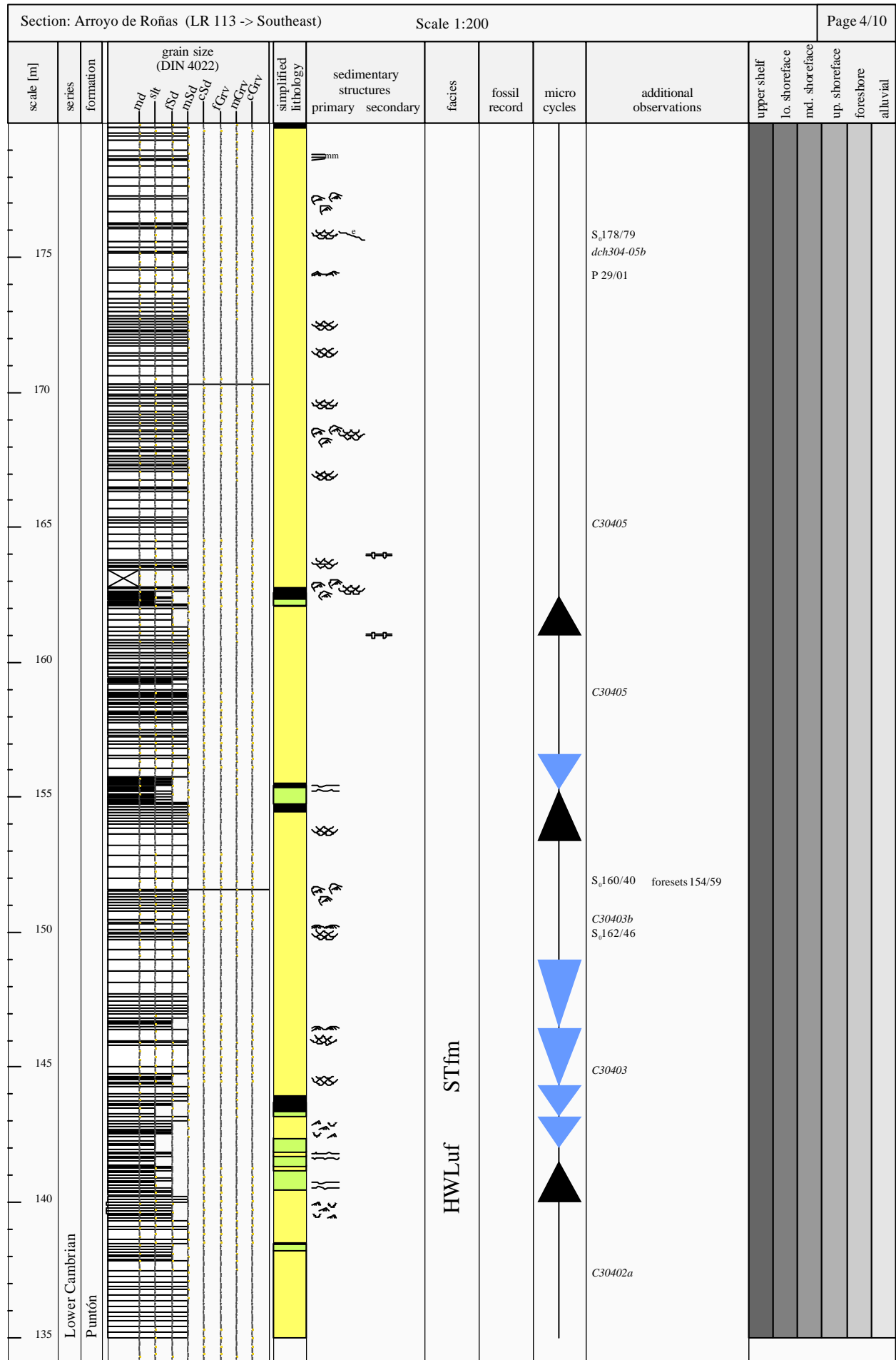


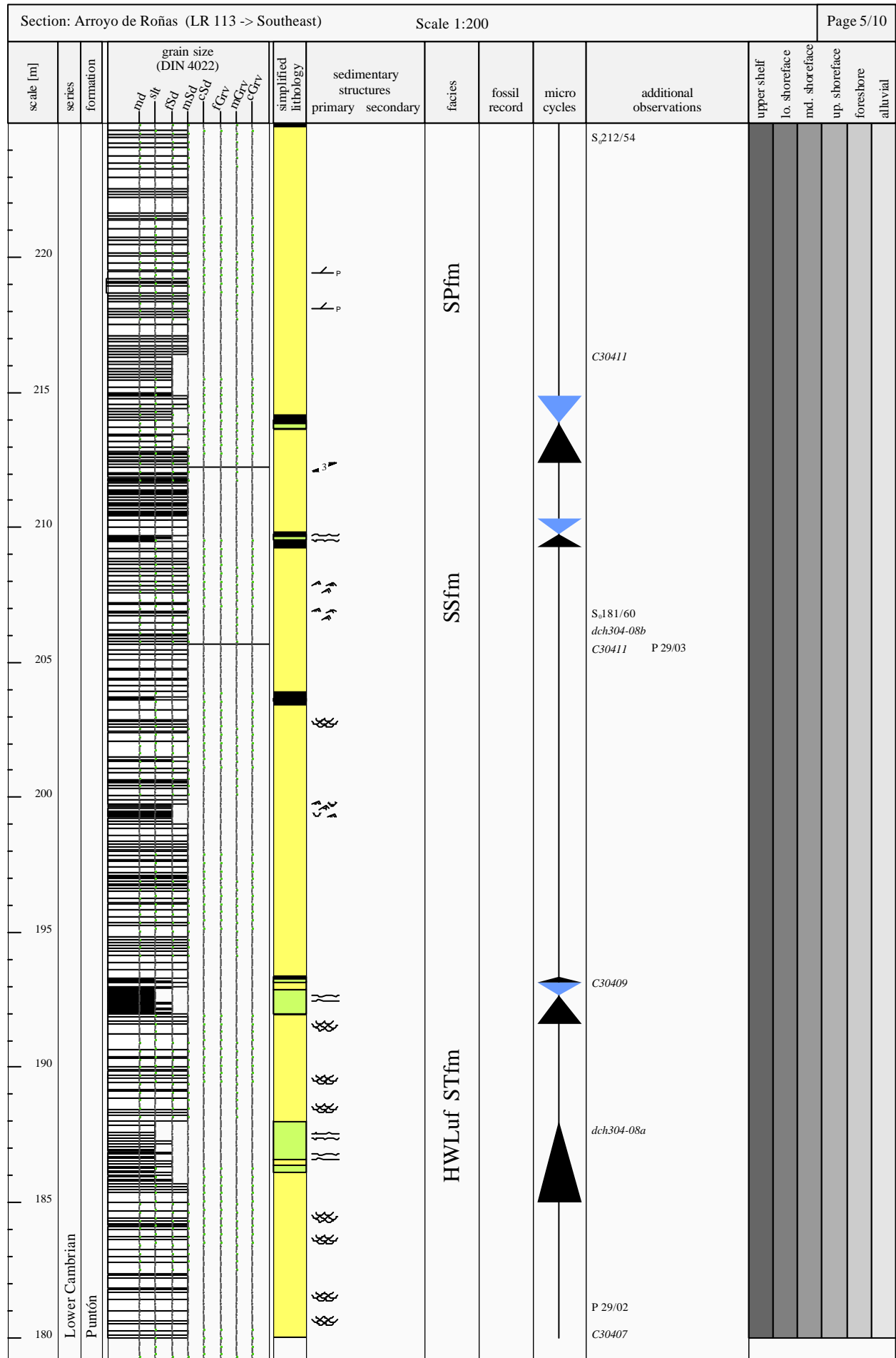
Rock types					
	Matrix supported conglomerate		Sandstone		Dolomite
	Clast supported conglomerate		Siltstone		Limestone
			Mudstone		
Bed characteristics					
	No apparent bedding, massive		Ripple cross lamination		Lenticular bedding
	Even bedding (cm)		Trough cross bedding		Fining upward
	Even lamination (mm)		Hummocky cross stratification		Coarsening upward
	Cross bedding (non-directional)		Swaley cross stratification		Normal to invers grading
	Planar cross bedding		Irregular bedding plane		Invers to normal grading
	Festoon cross bedding		Irregular, wavy bedding		Syndimentary erosional surface
	Herringbone cross bedding		Flaser bedding		Intraclasts
	Homogeneous gravel distribution		Layered gravel distribution		Mudrapes
	Cloudy gravel distribution		Imbrication		Ripple-drift, climbing ripples
Sedimentary structures					
	Symmetrical ripples		Striation casts (< 2mm wide)		Flame structure
	Small scale asymmetrical ripples		Groove casts (> 2mm wide)		Convolute bedding
	Lunate ripples (steep sides concave)		Load casts		Bioturbated
	Large scale ripples		Raindrop imprints		Slumping
	Flute casts		Desiccation cracks		Impact marks
	Mudchips				
Large sedimentary features					
	Wedge shaped layer, Tongue		Channel		Lenticular layer, lens
	Amalgamated bed				
Post depositional features					
	Boudinage		Pyrite nodules		Dolomite nodules
	Pull-apart structure				
Gaps					
	Not exposed		Gap in general		Stratigraphic gap
	Gap due to faulting				
Structural elements					
	3° order thrust fault		2° order thrust fault		Regional unconformity
	3° order normal fault		2° order normal fault		Tectonized
Fossils					
	Fossils (not determinable)		Cruziana (small)		Skolithos
	Trilobites		Cruziana (large)		Planolites
	Brachiopods		Rusophycos		Escape Trace (e.g. Diplichnites)
	Bioturbation (weak)		Bioturbation (medium)		Bioturbation (strong)
	Cloudina (possible)		Ichnofauna (not determinable)		
Cycles, samples, sections, bedding, cleavage, photo					
	deepening upward, fining upward	DBR226	Sample	S <sub>0</sub> 170/45	Bedding / Cleavage
	shallowing upward, coarsening upward	dna905-01a	Subsection	S <sub>i</sub> 35/78	
				P 41/30	Photo



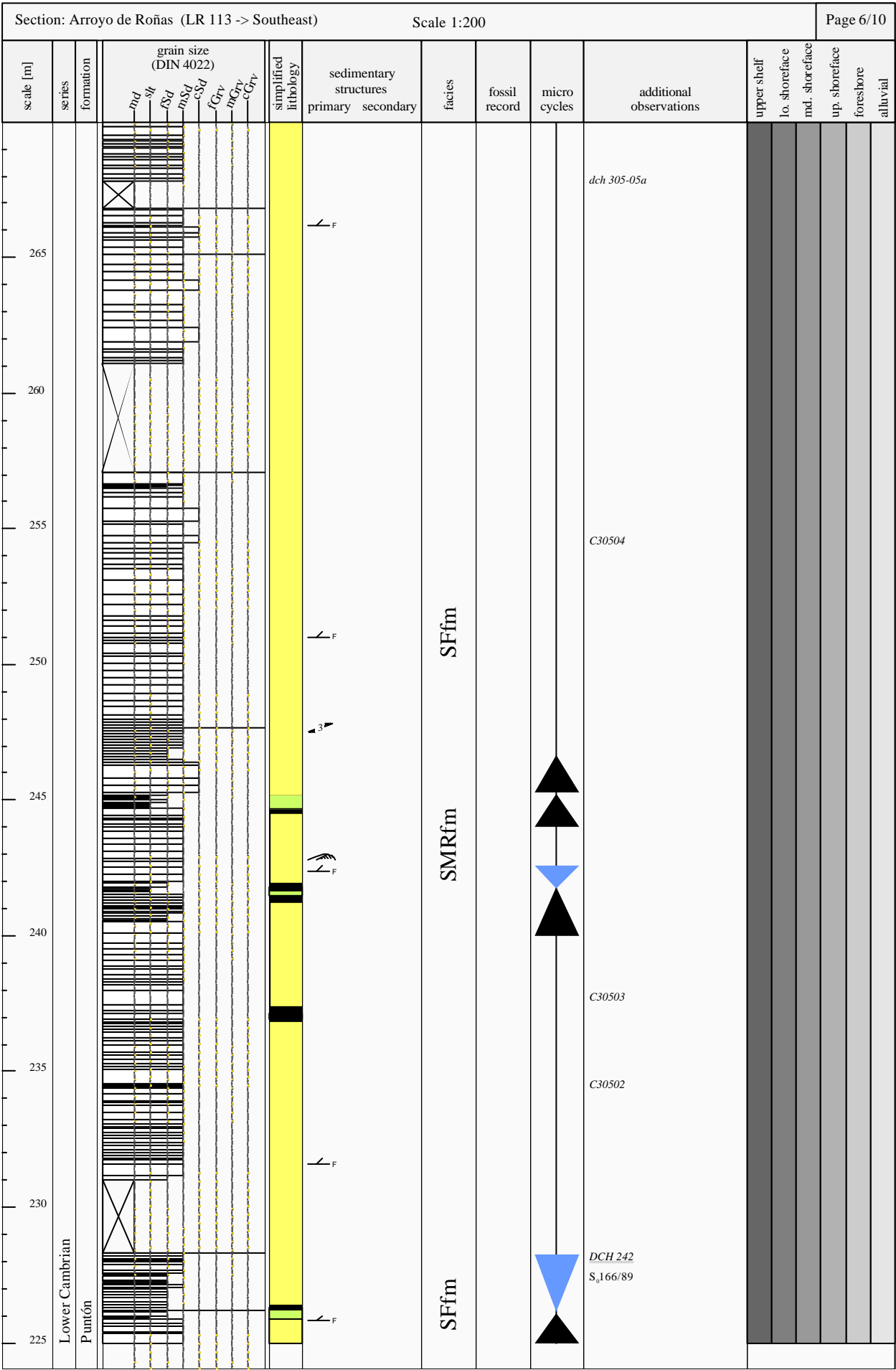


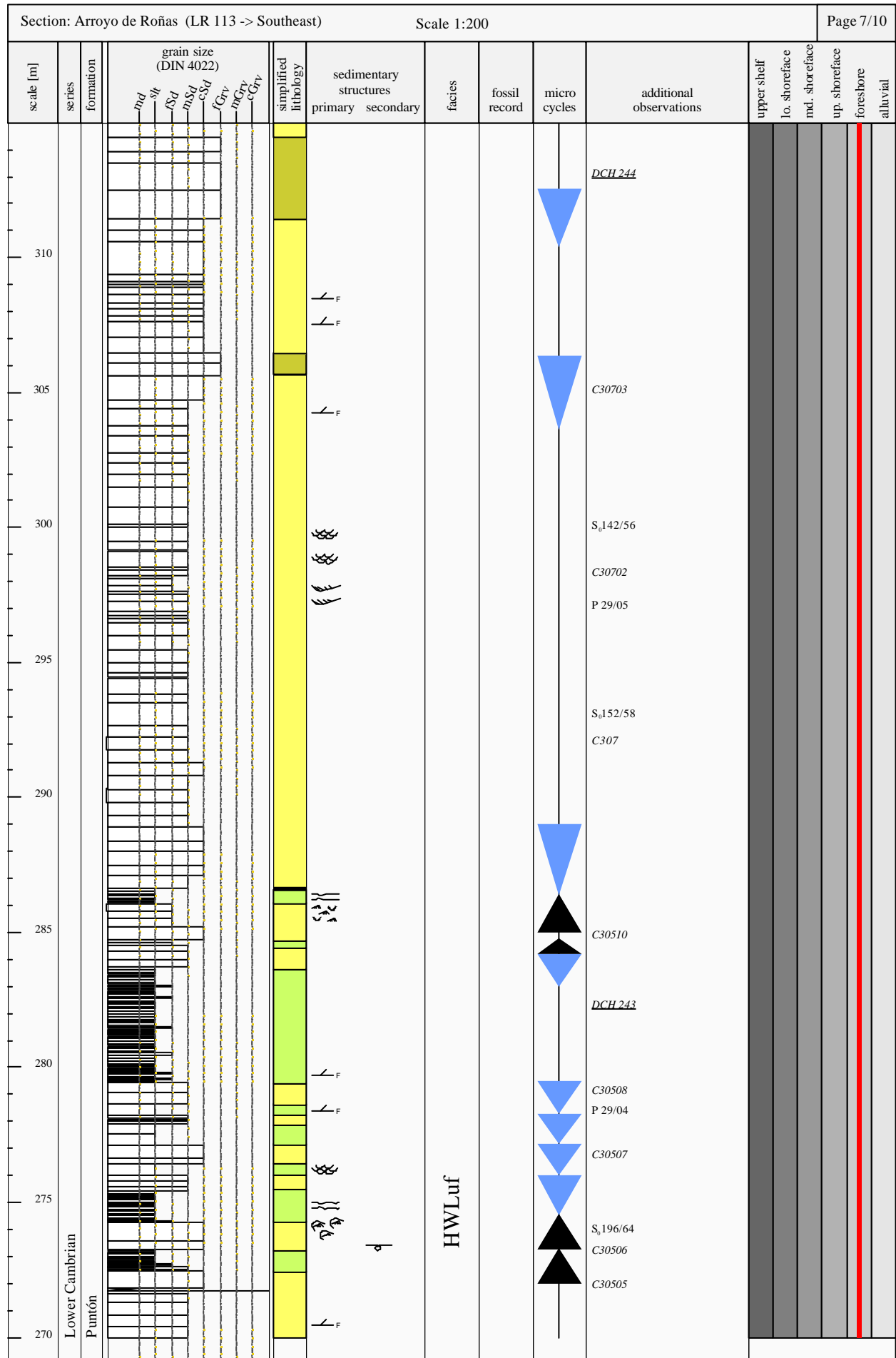






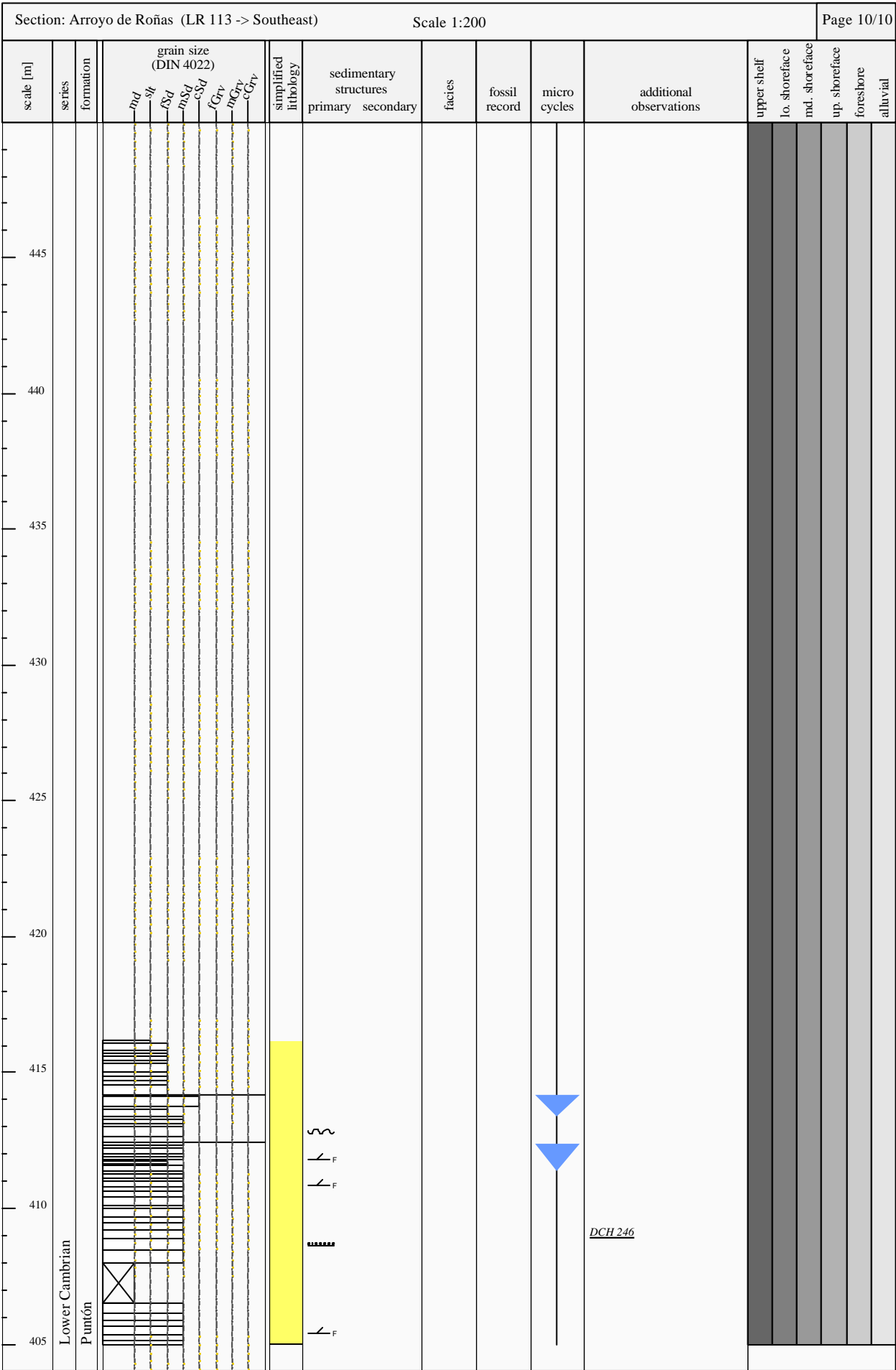


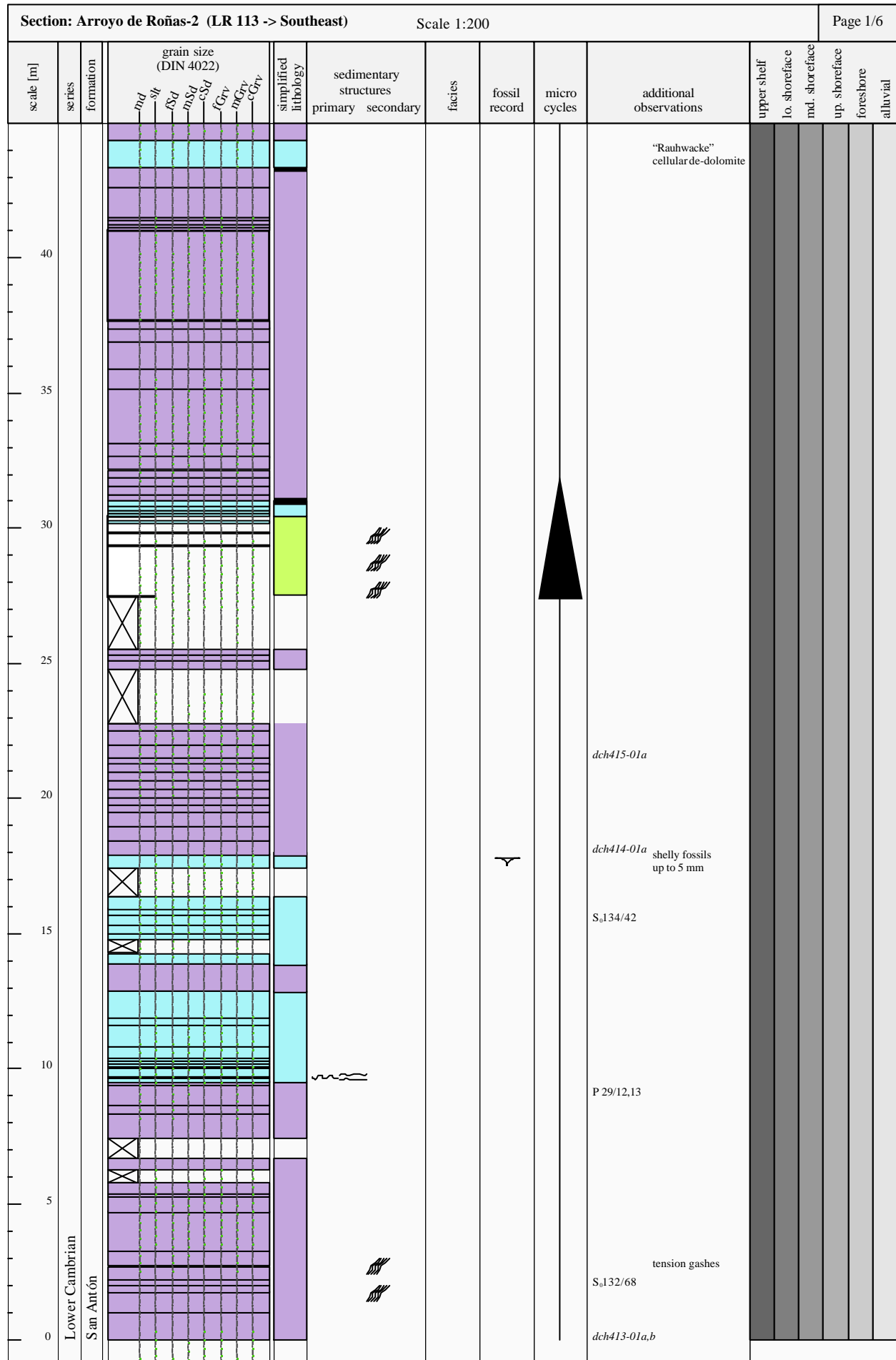






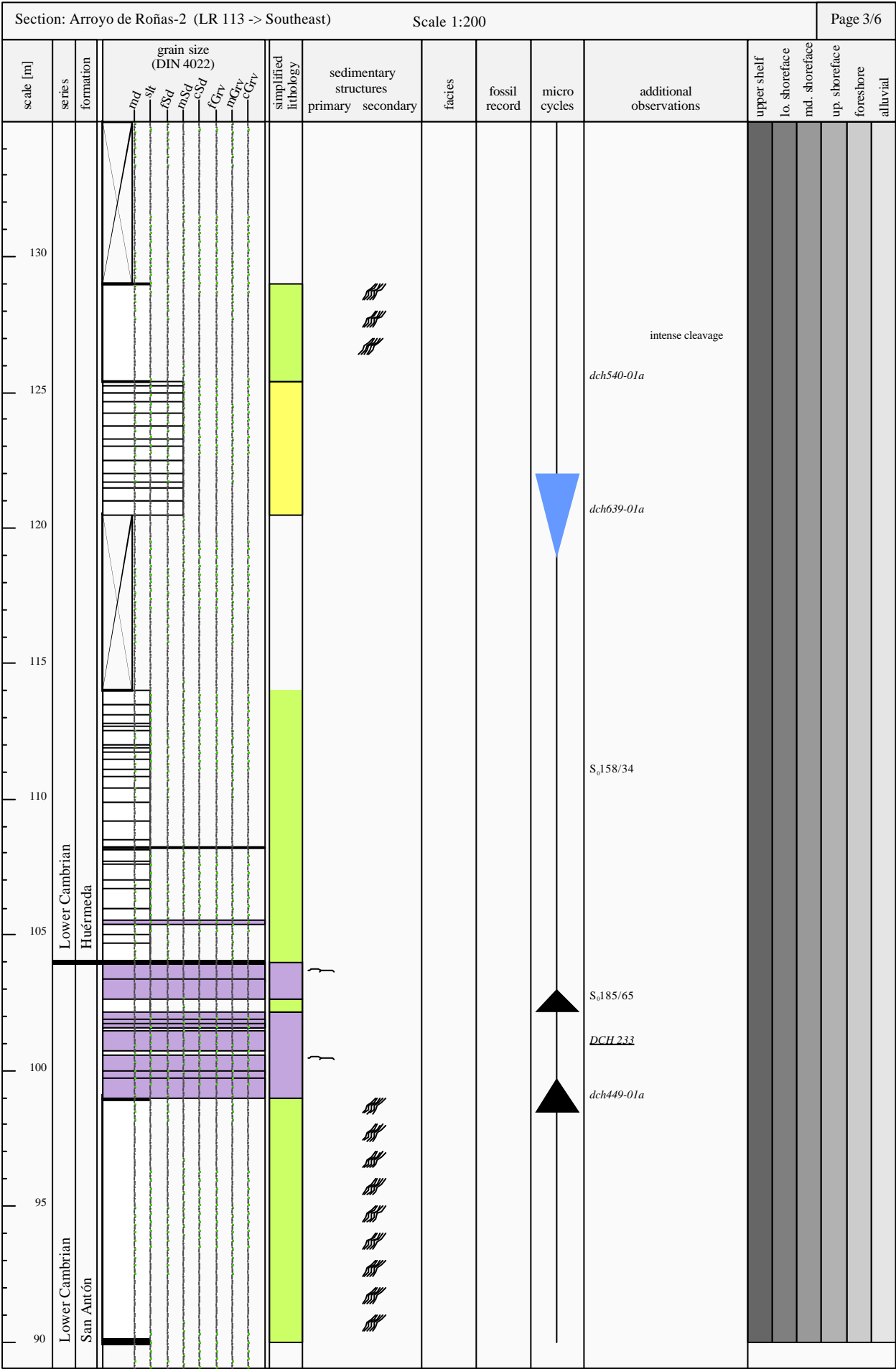


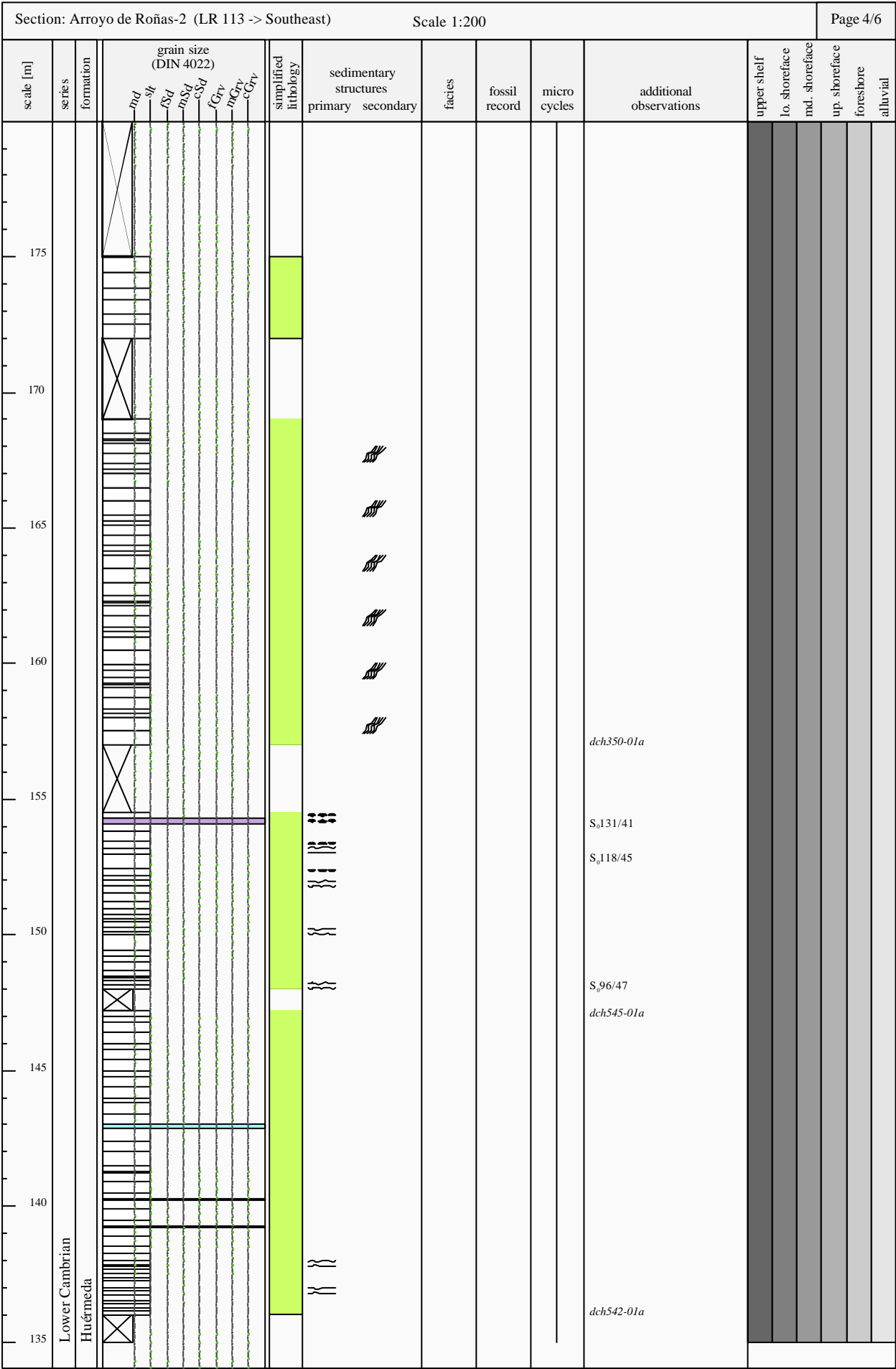


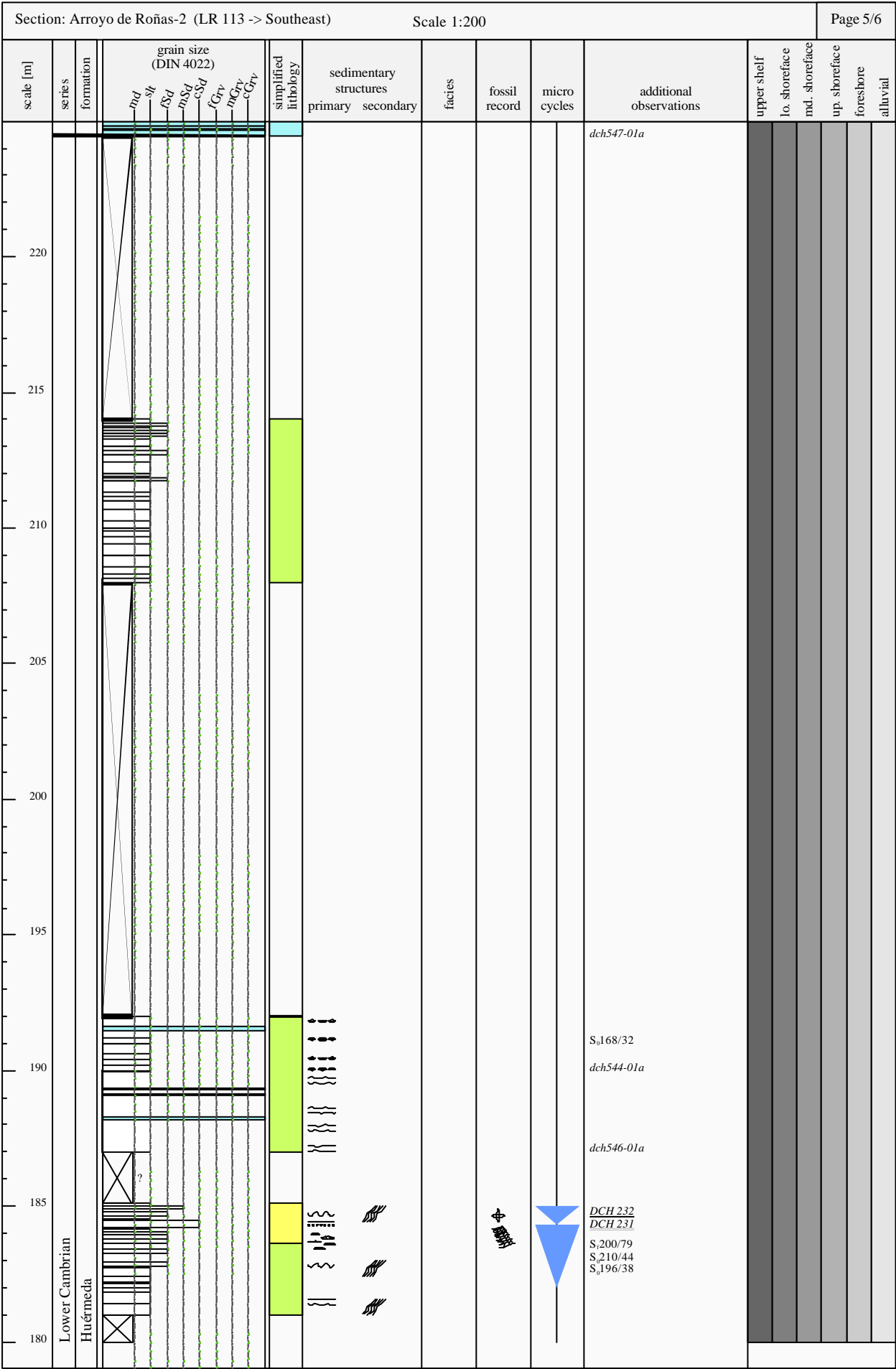


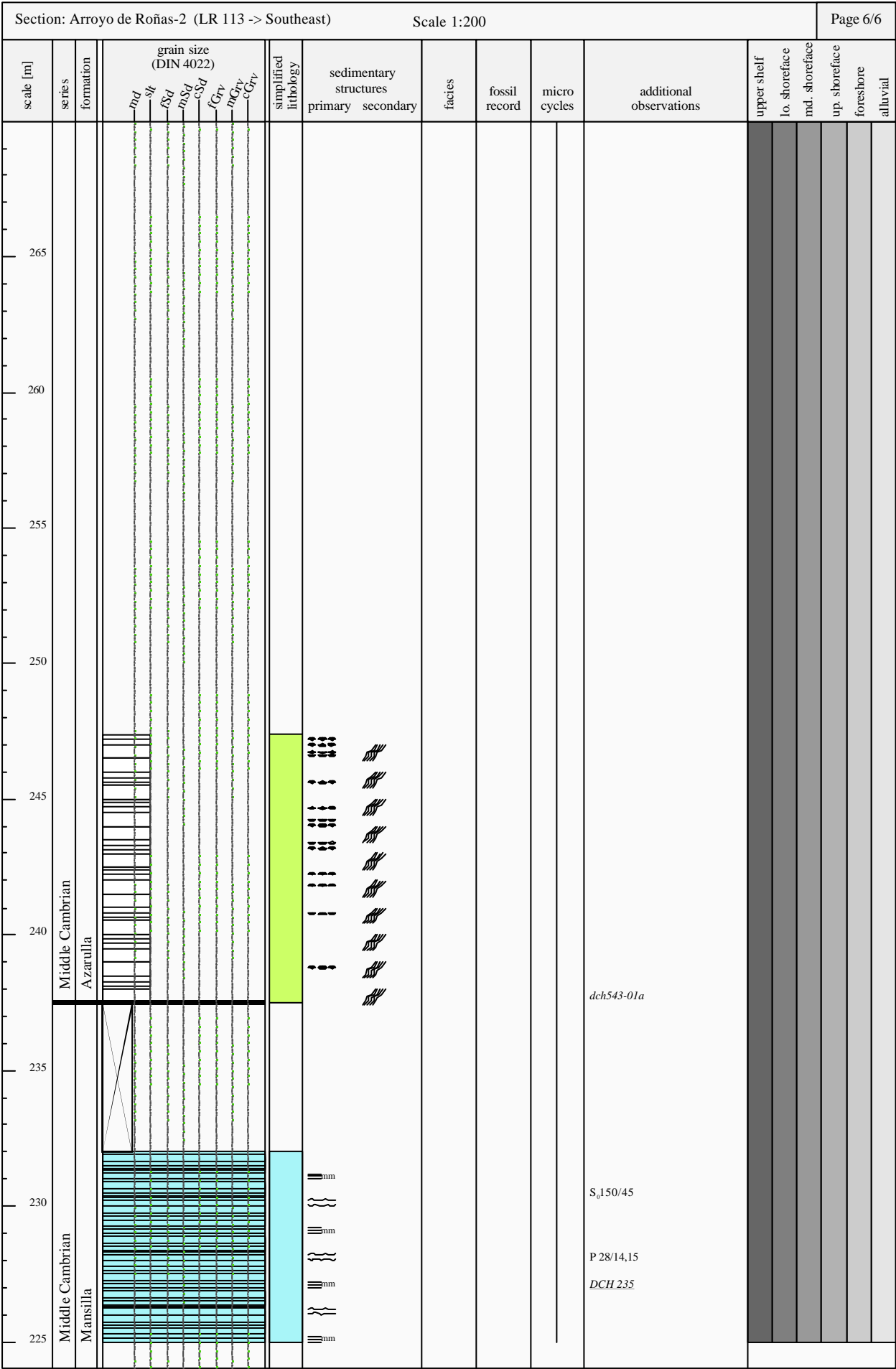


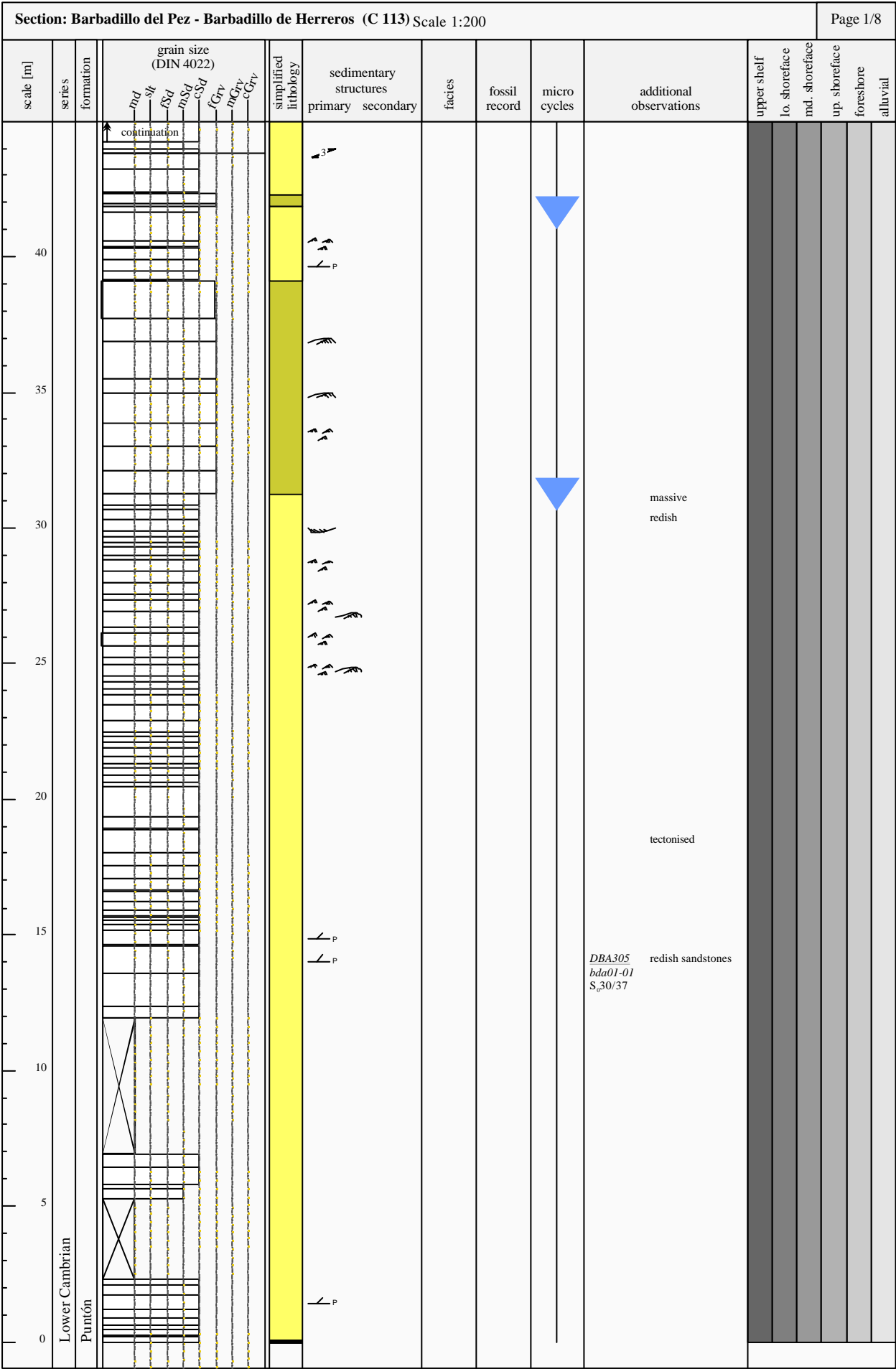




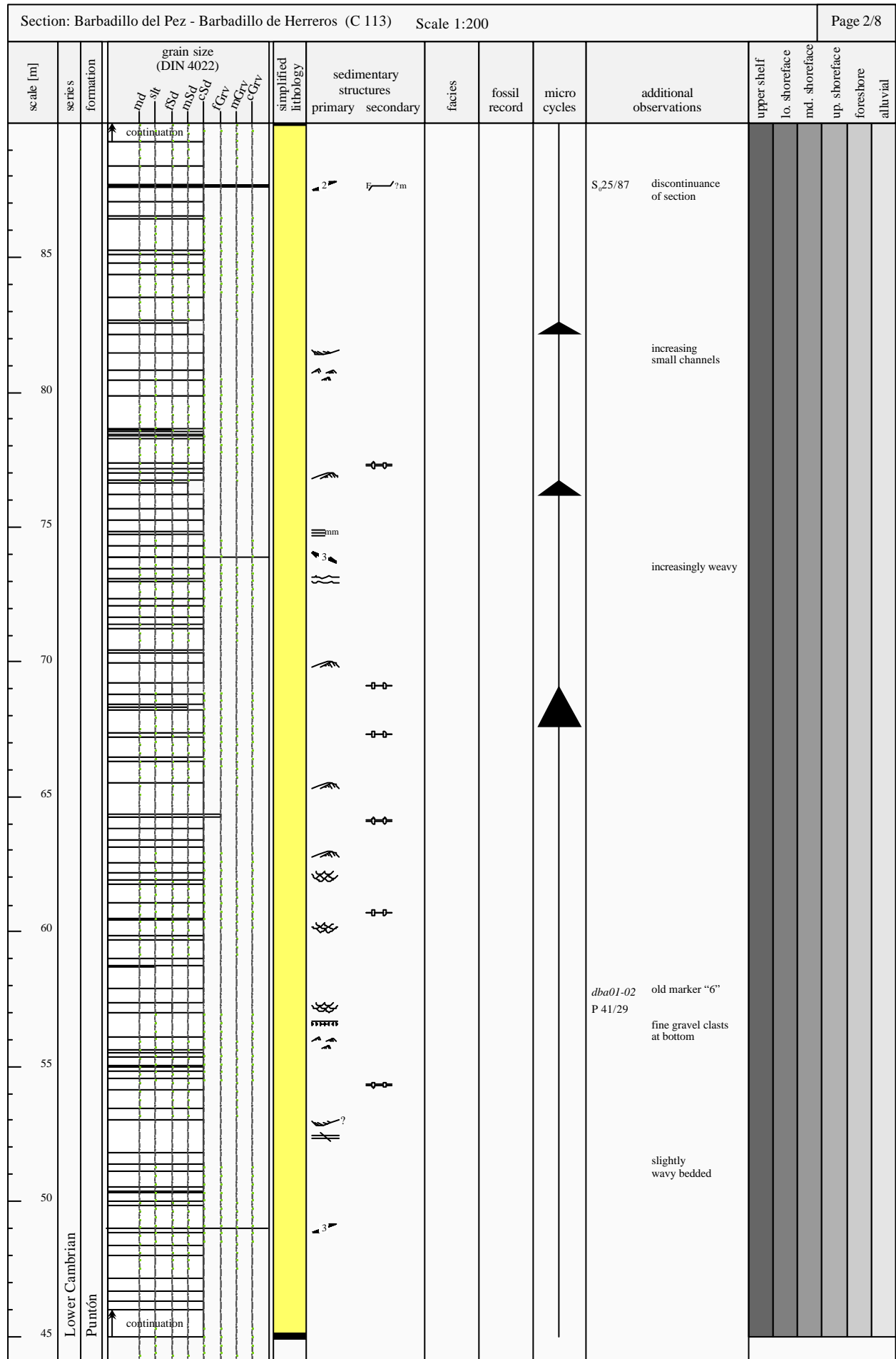


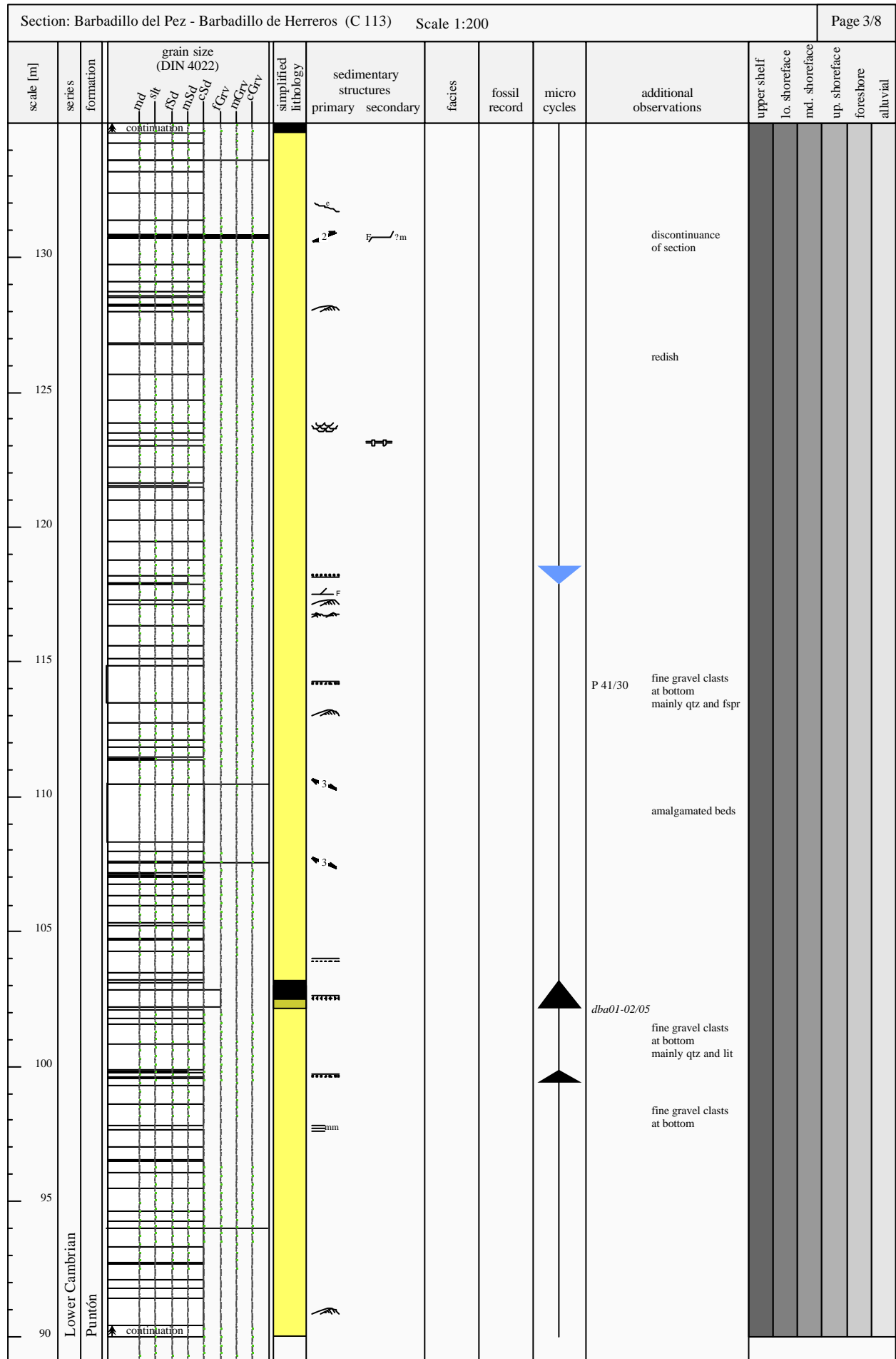






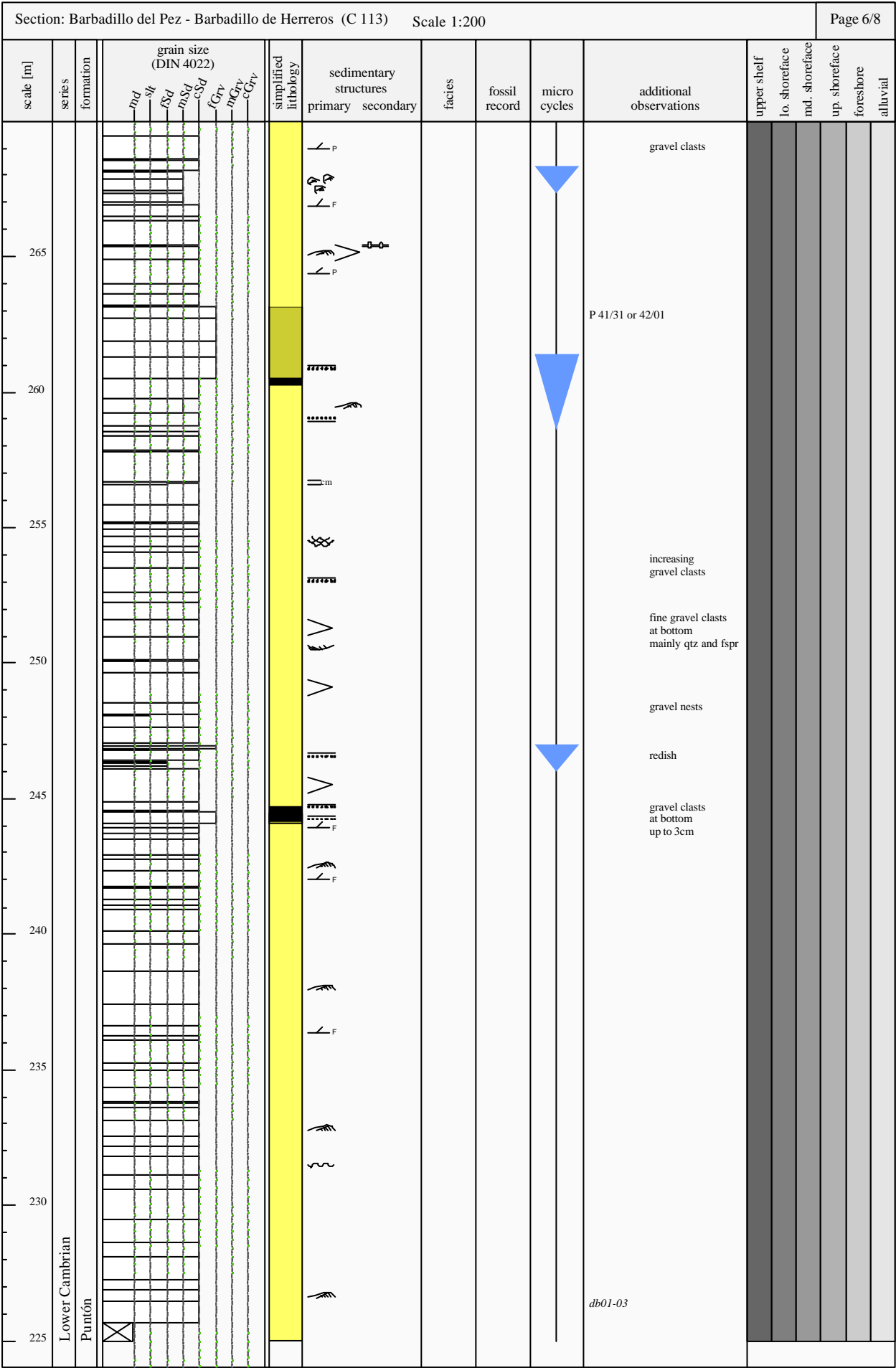


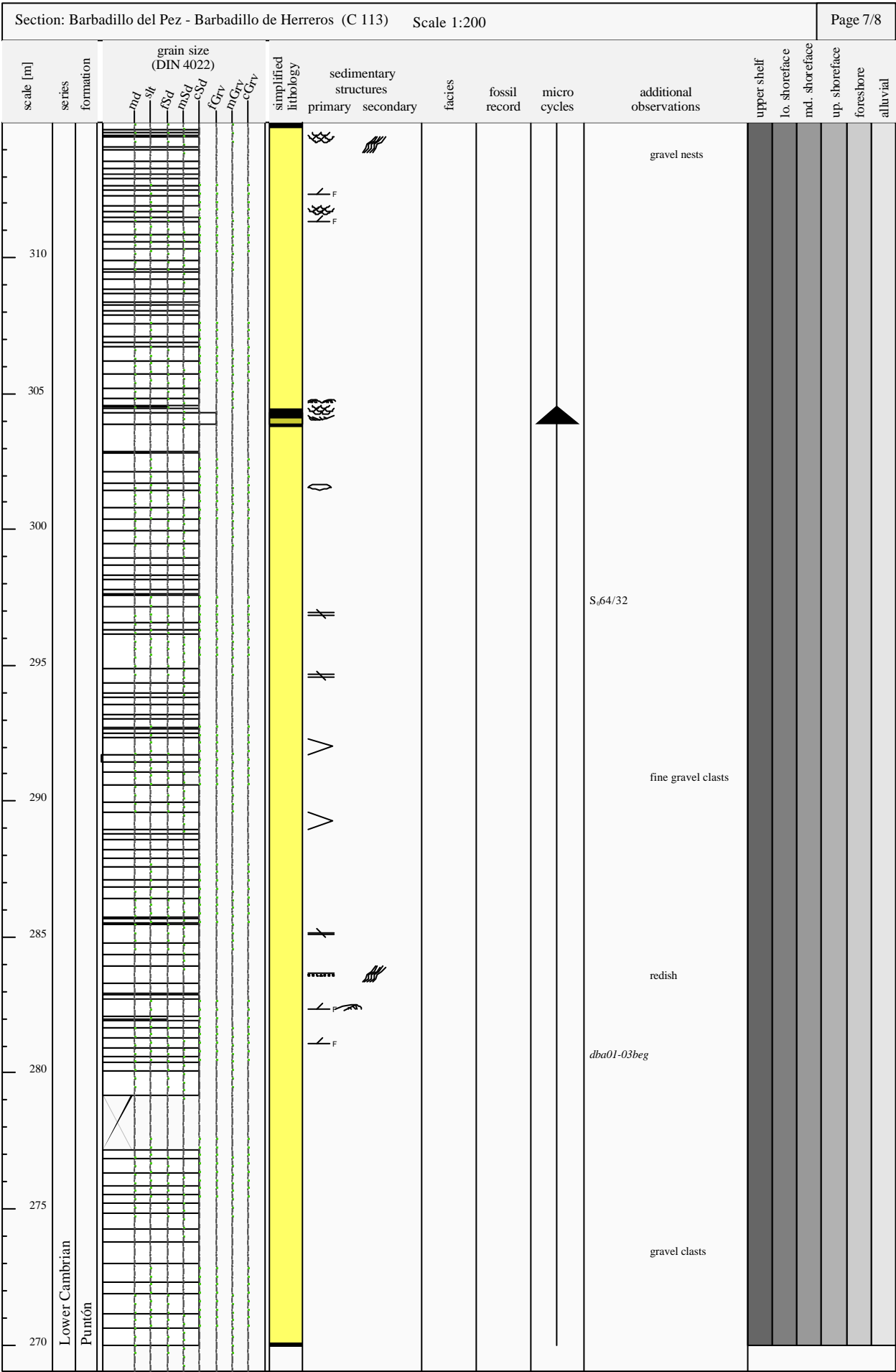






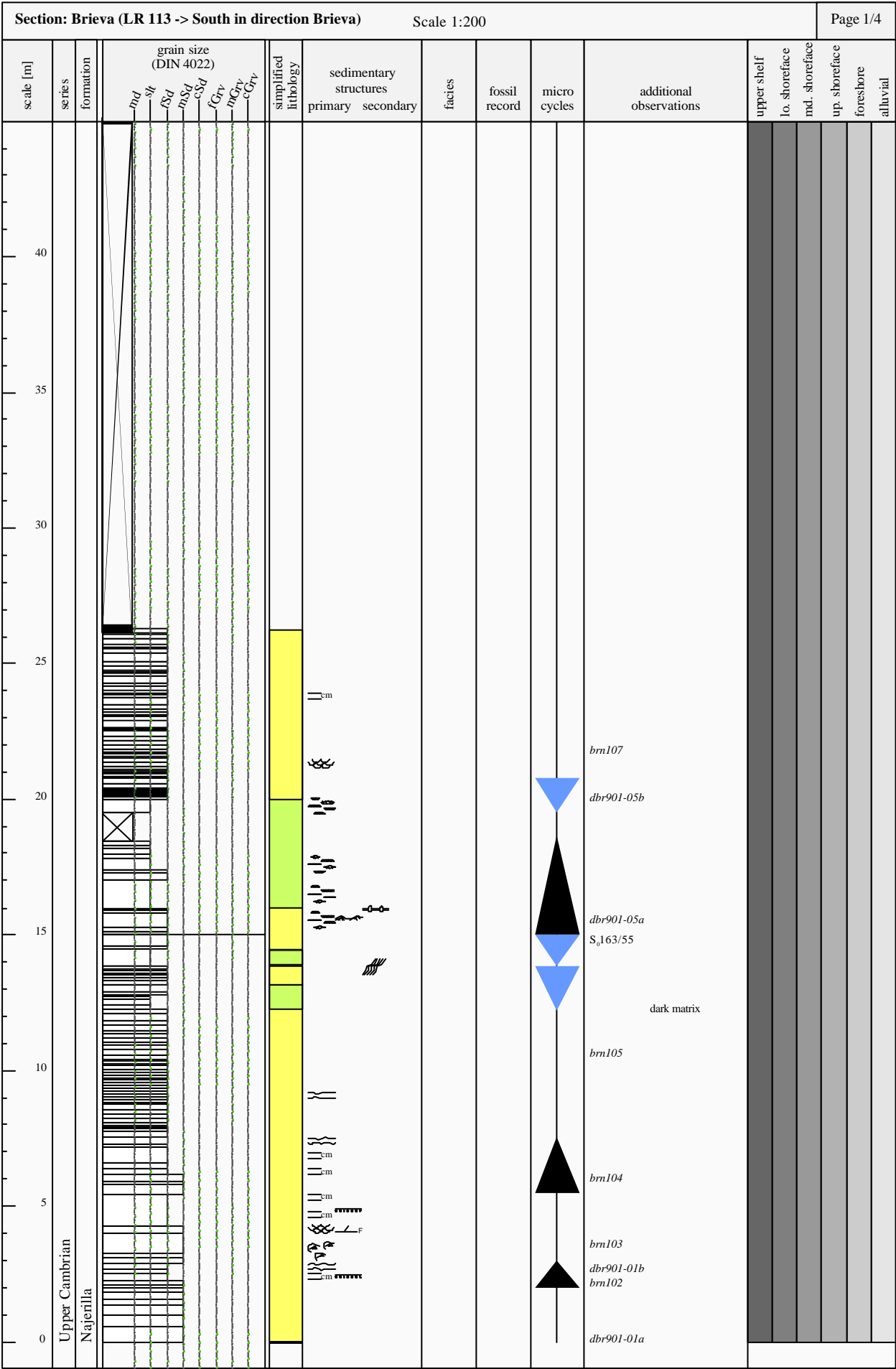
[illegible]

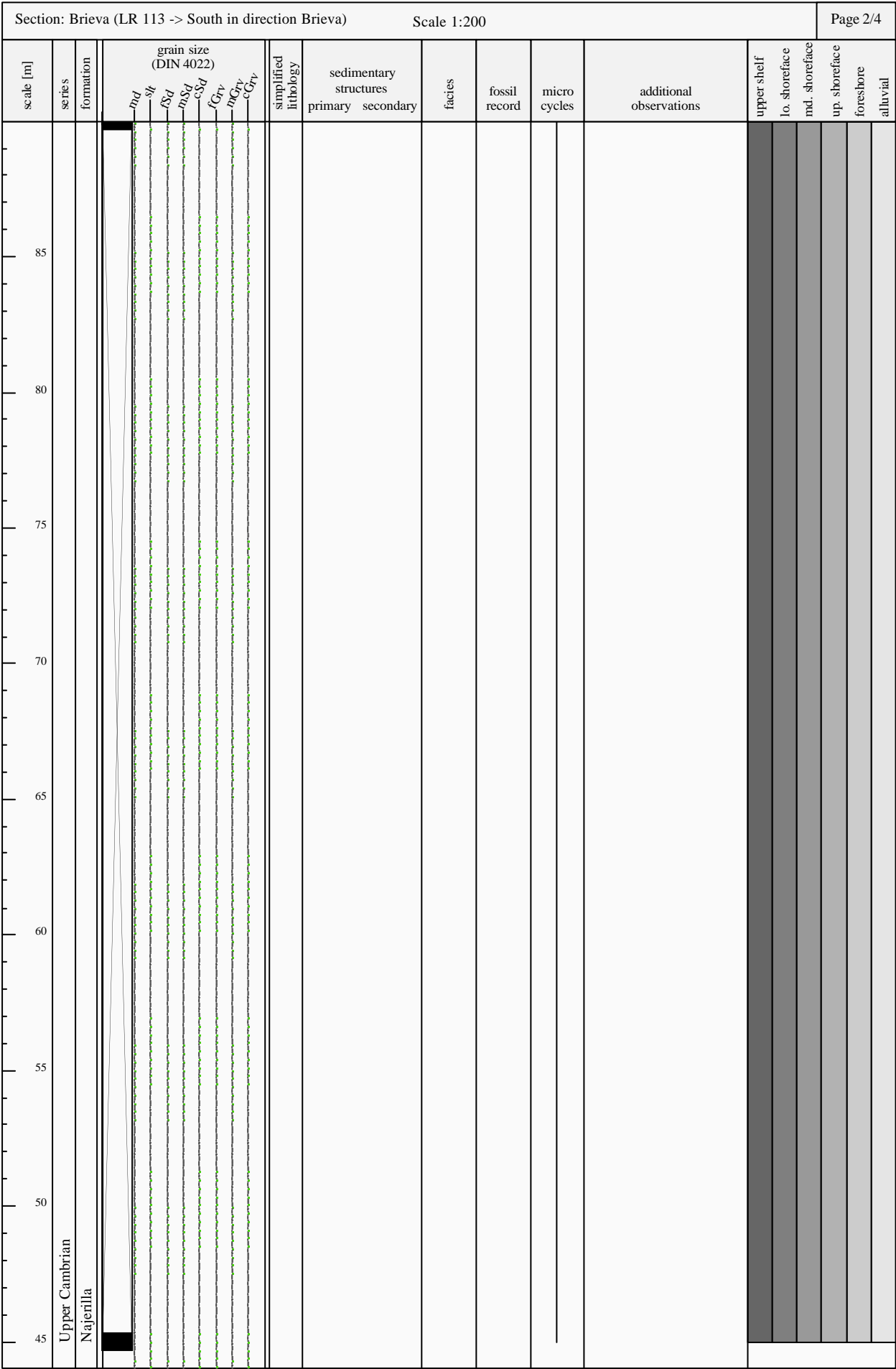


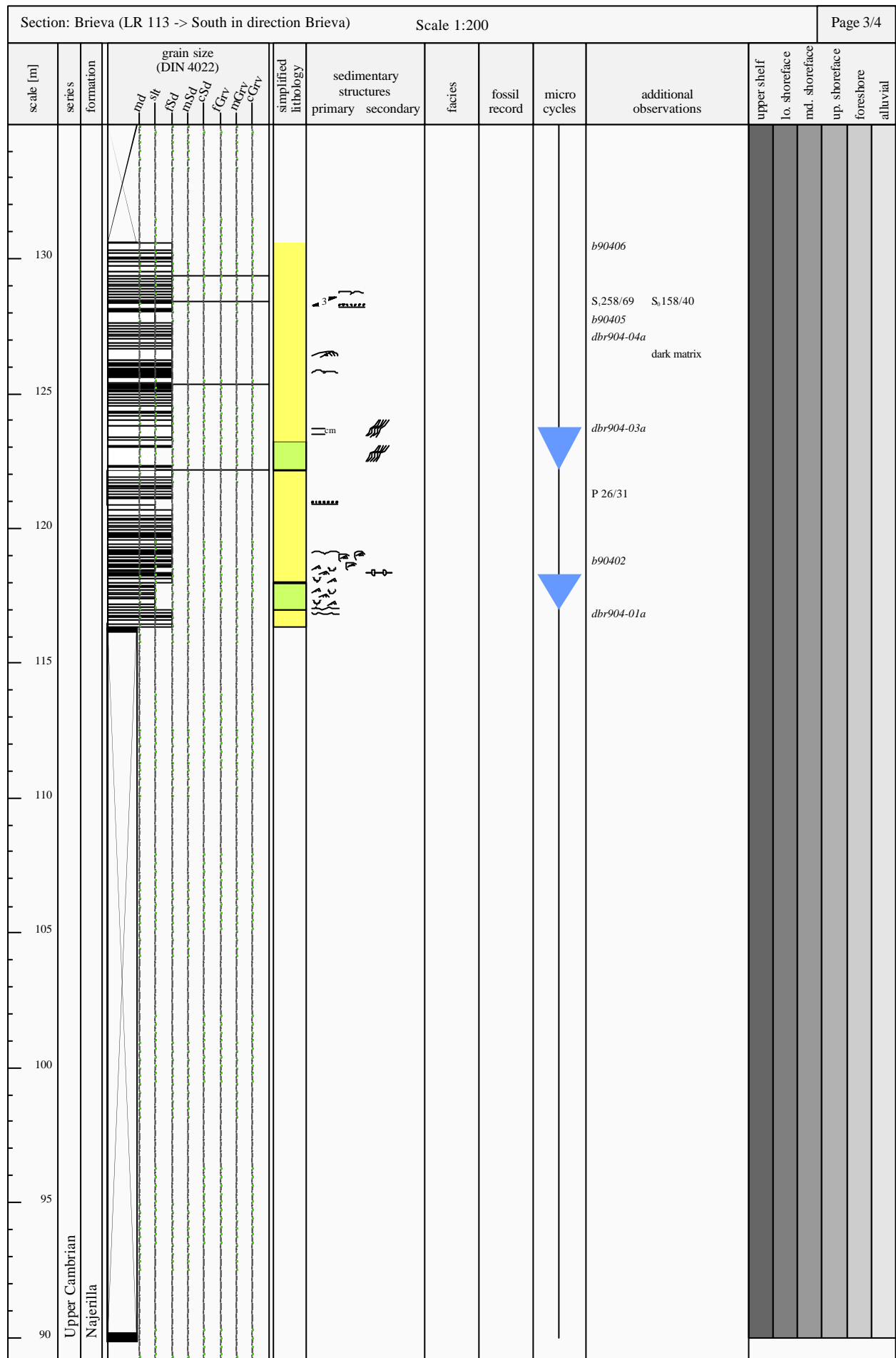


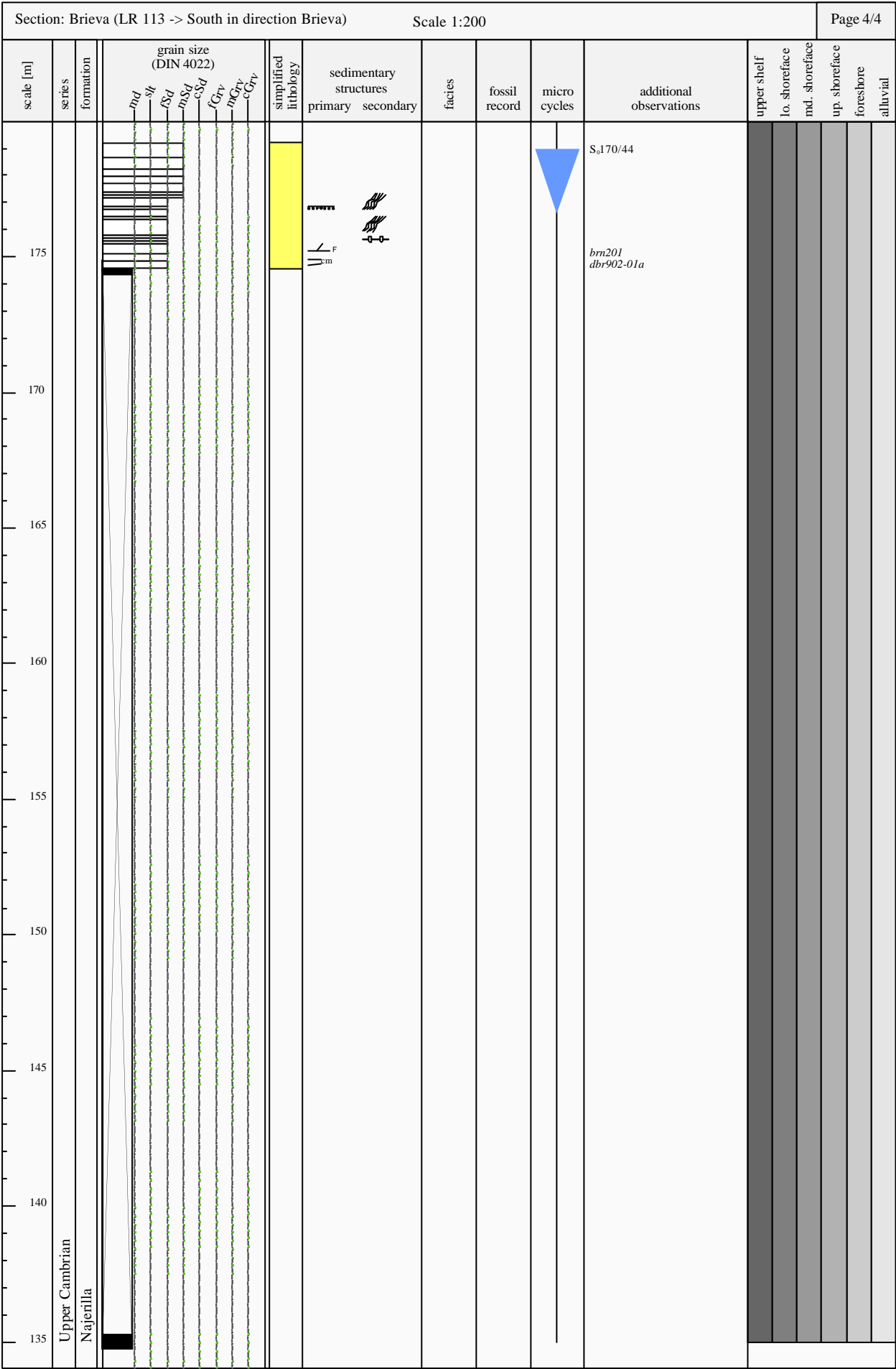


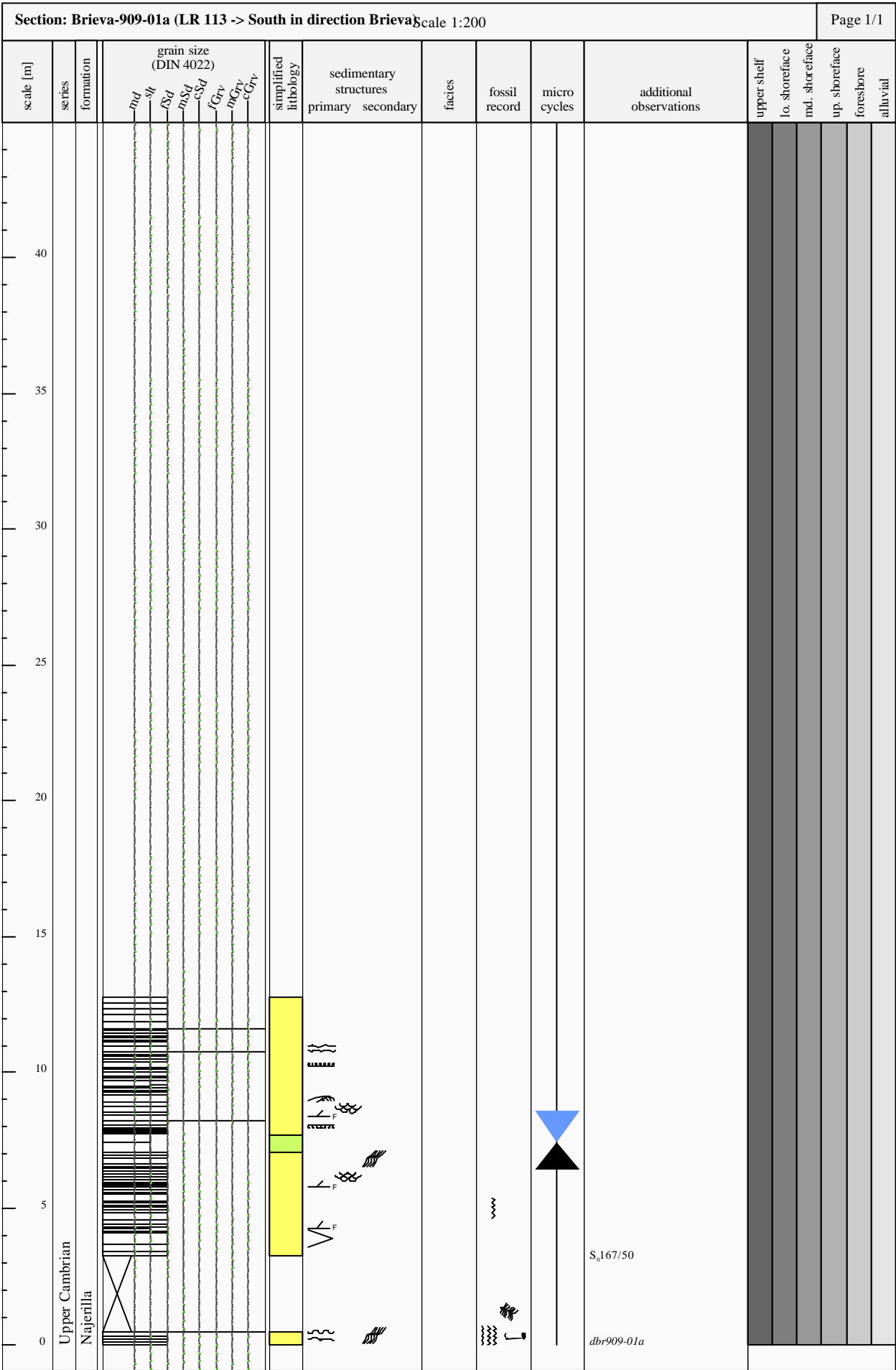
116









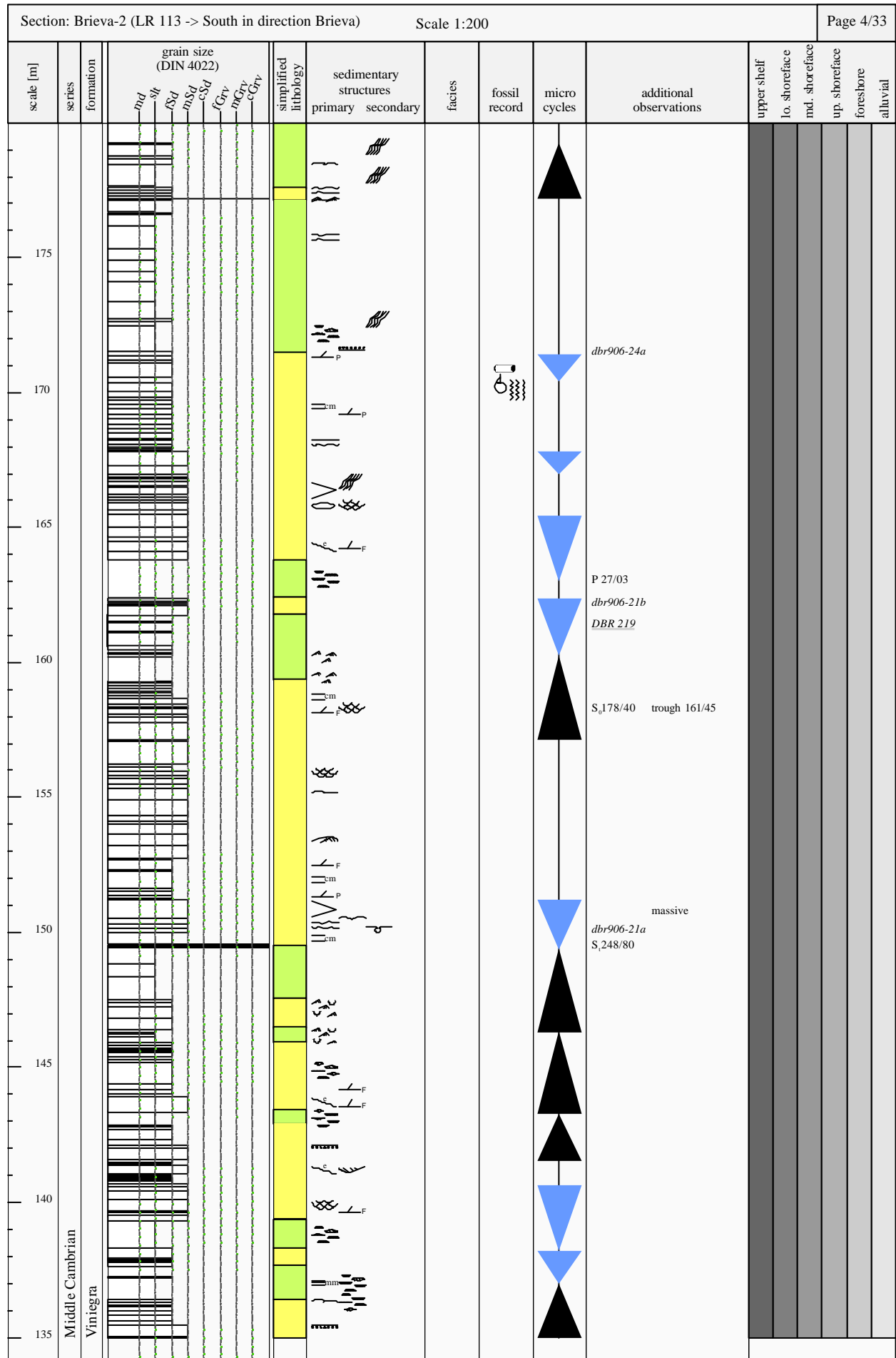


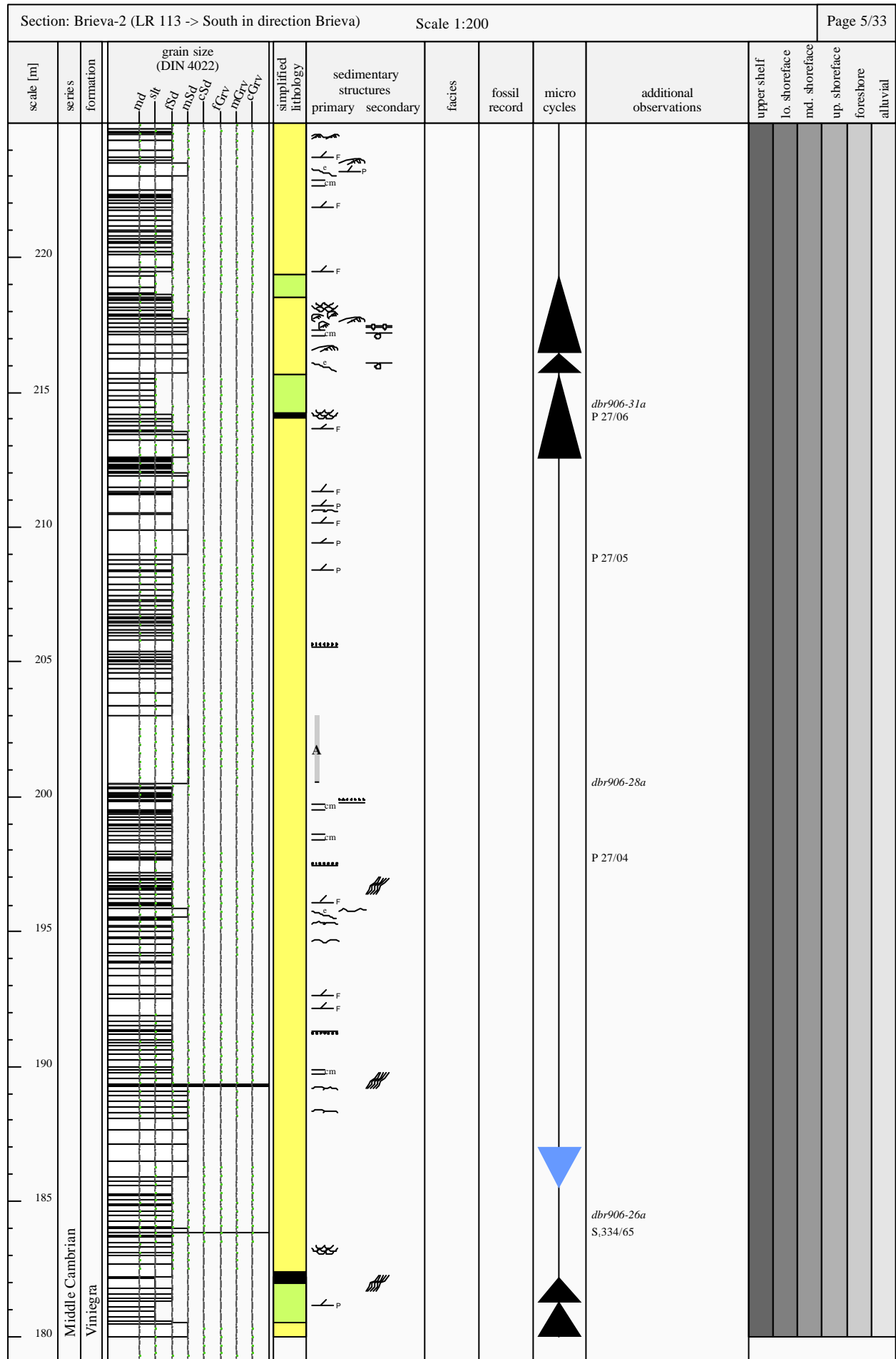


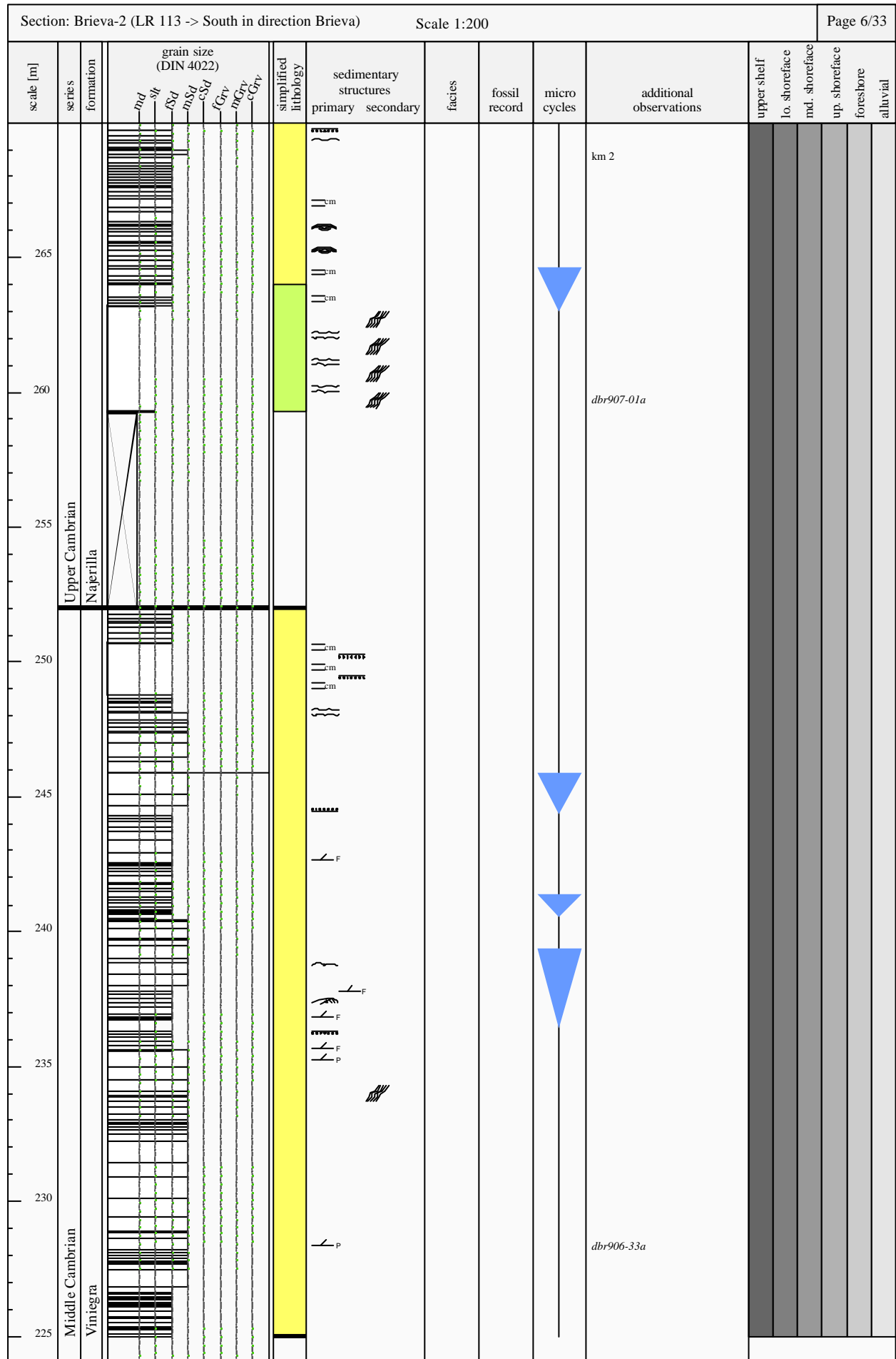








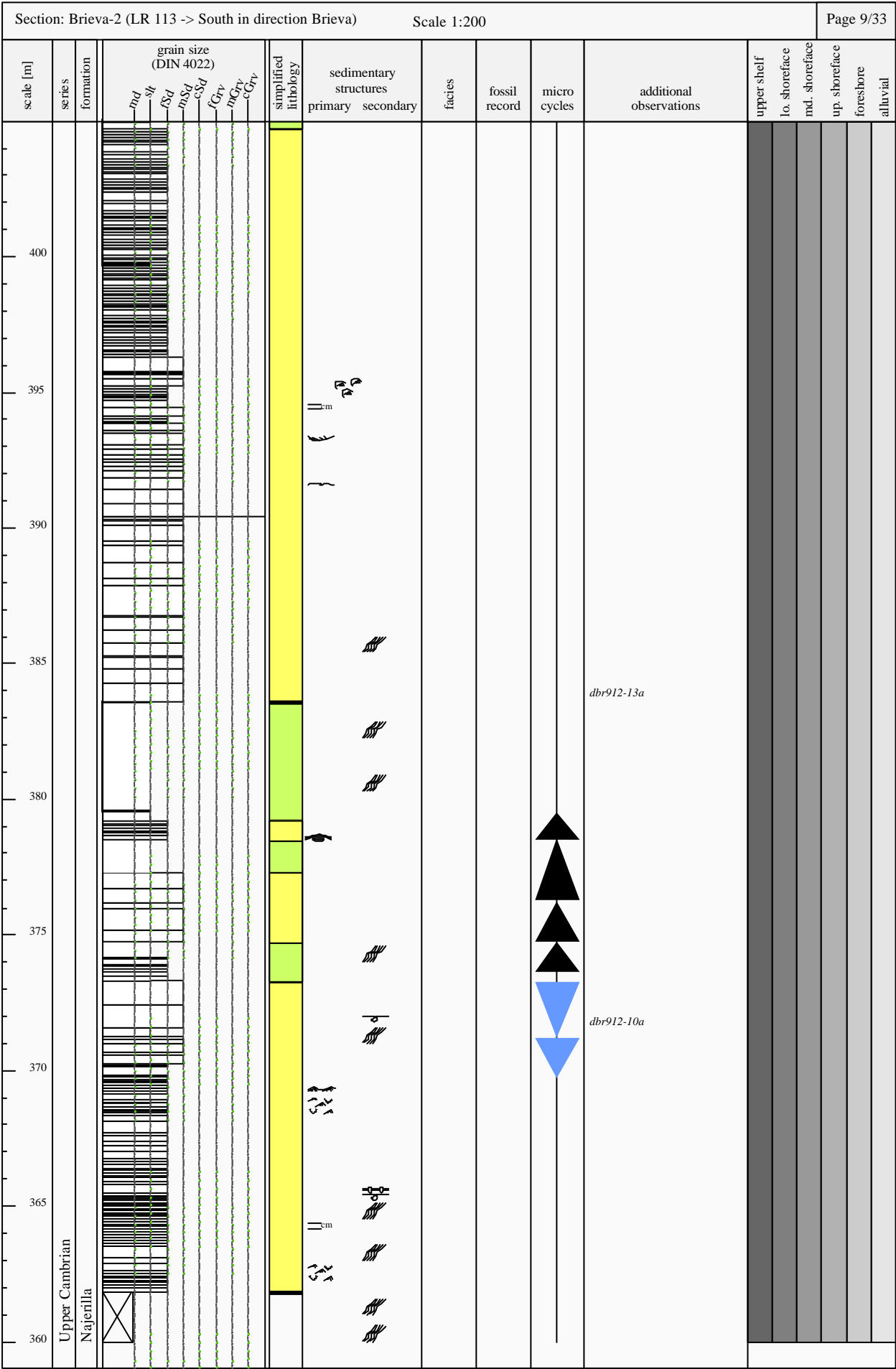


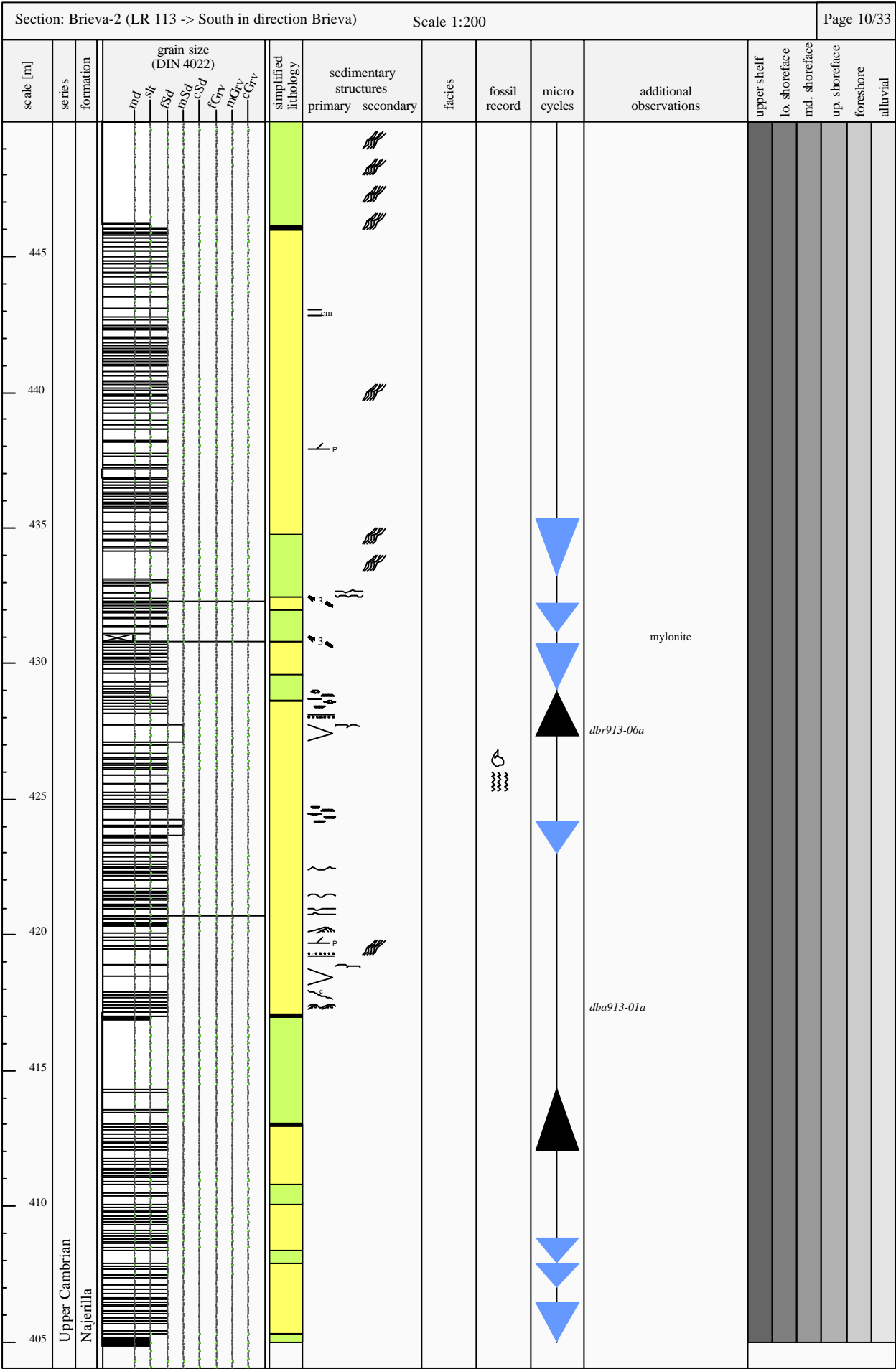


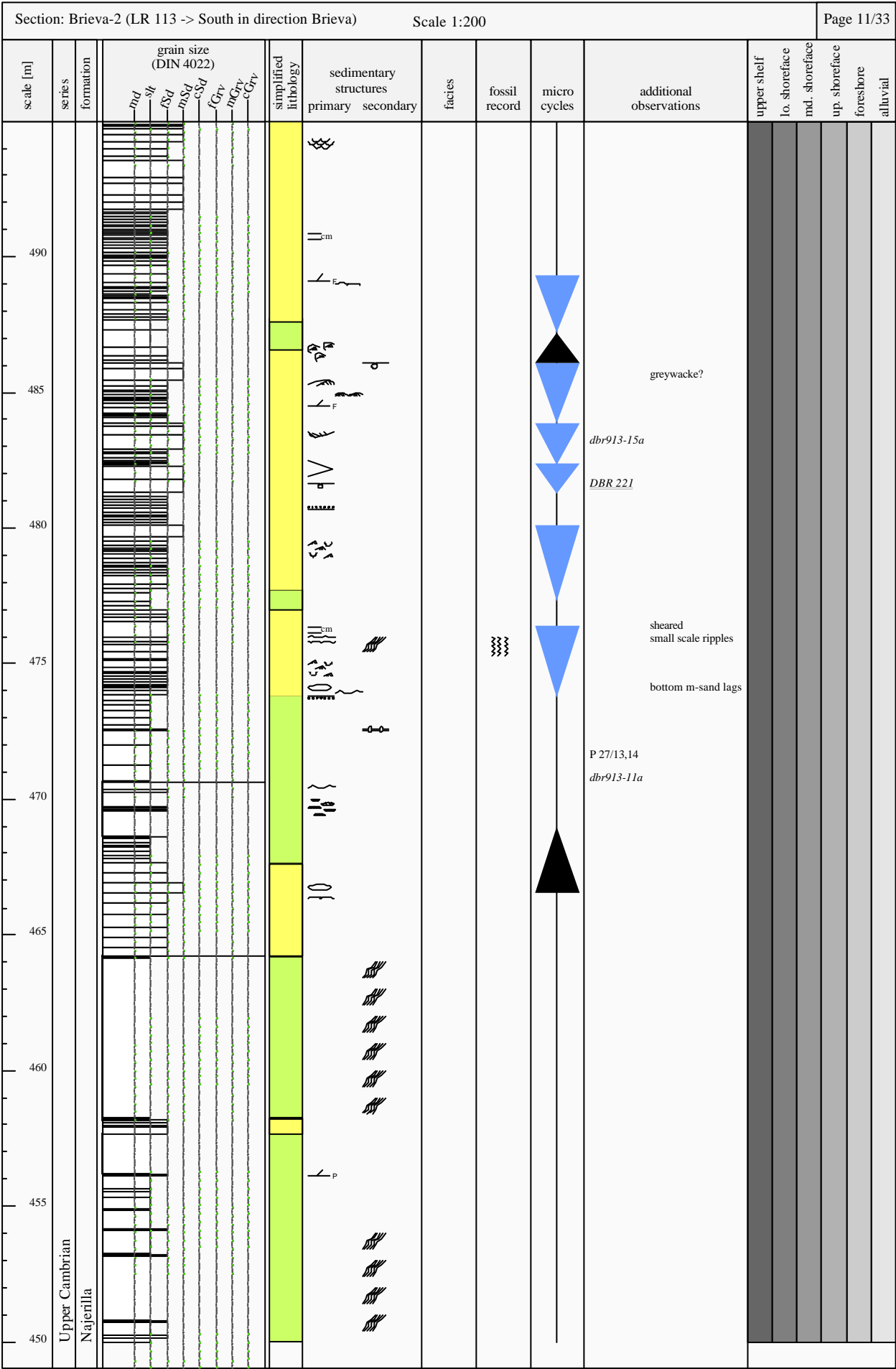


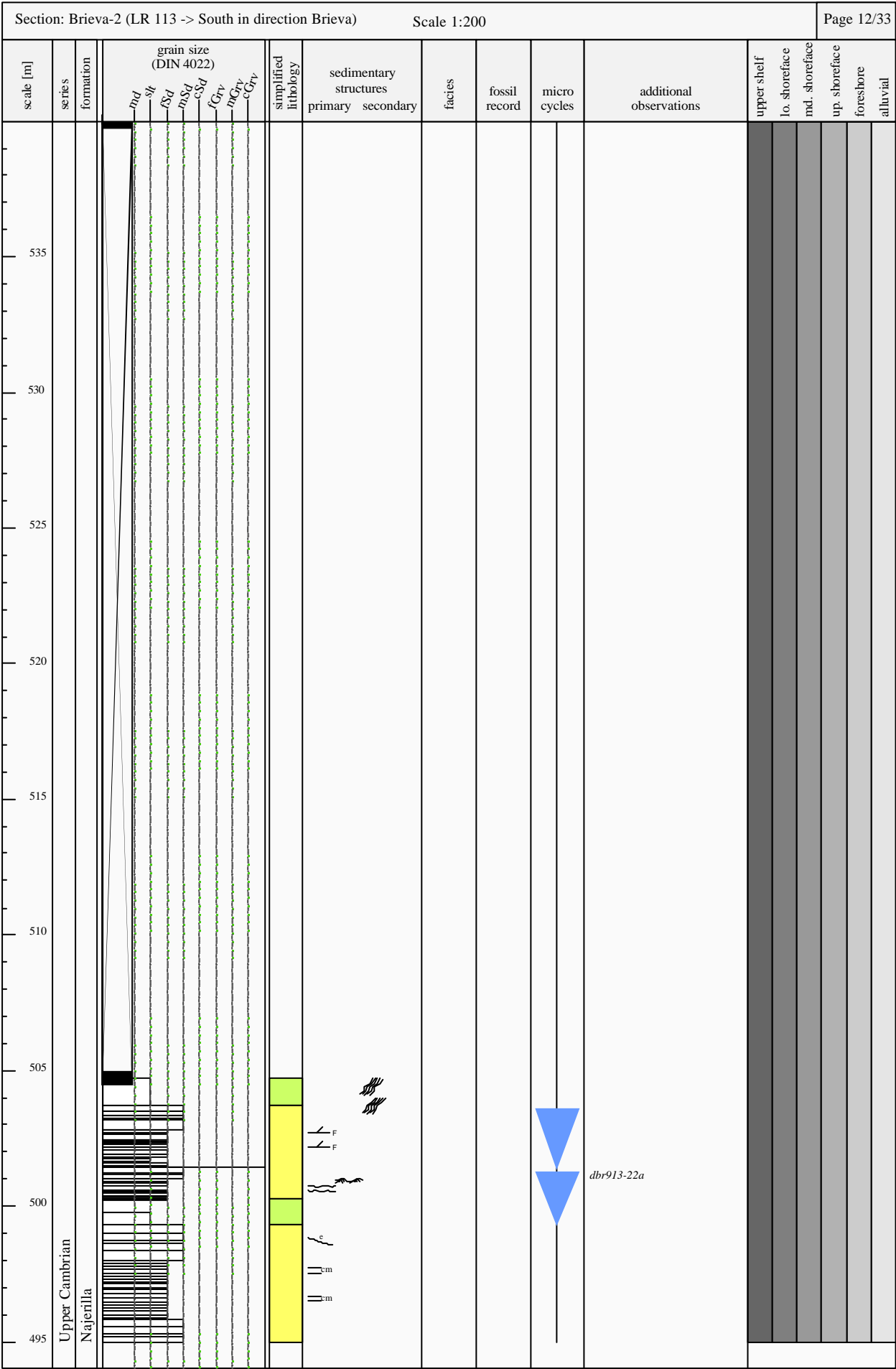
Section: Brieva-2 (LR 113 -> South in direction Brieva)										Scale 1:200		Page 8/33											
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial	
			<i>m<sub>d</sub></i>	<i>ts</i>	<i>ps</i>	<i>msd</i>	<i>csp</i>	<i>fGrv</i>	<i>mGrv</i>	<i>cGrv</i>		primary	secondary										
355	Upper Cambrian	Najerilla																					
350																	older marker "I1"						
345																							
340																							
335																	kink folds						
330																	fine gravel clasts						
325																							
320																							
315																							





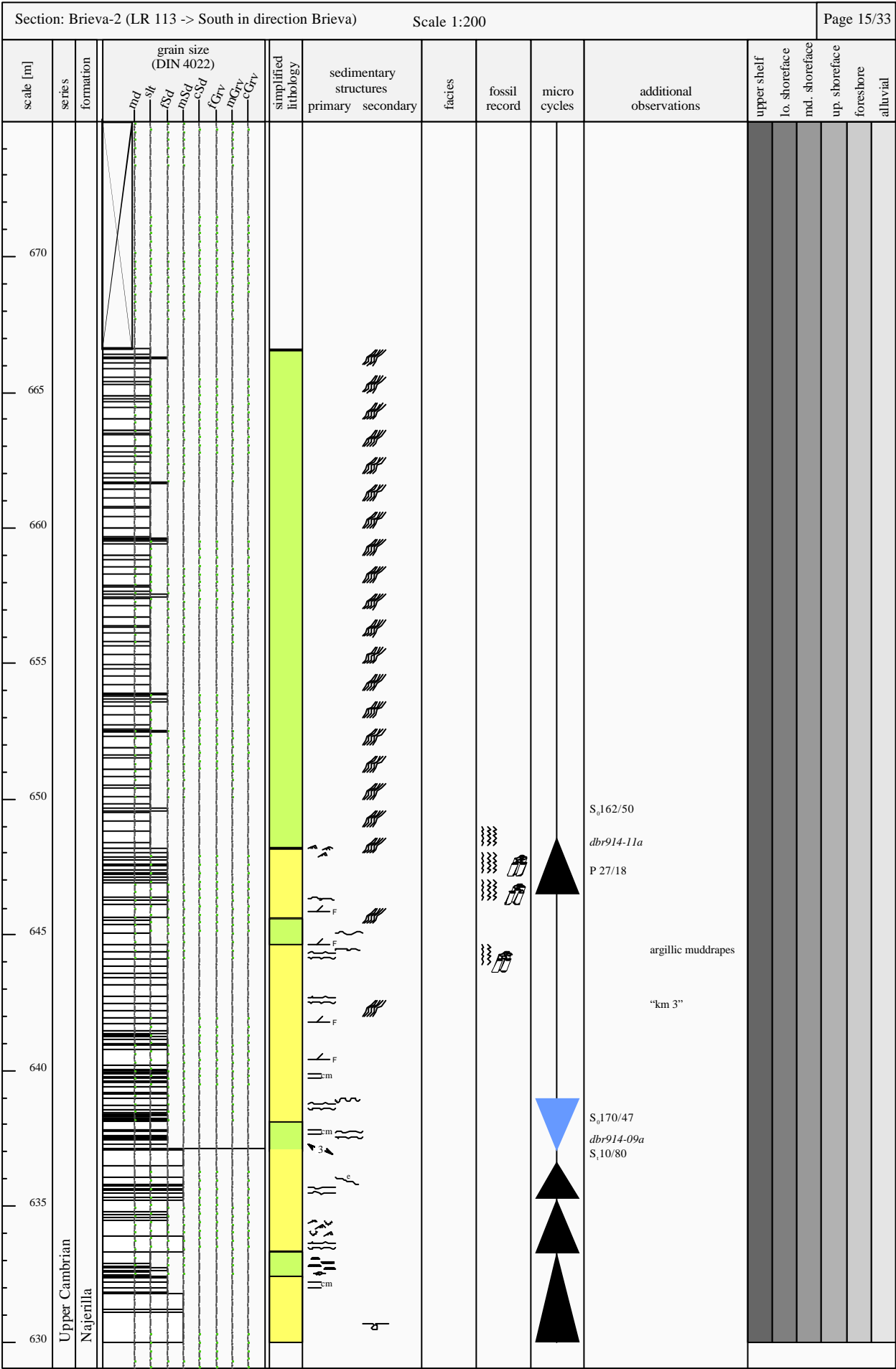




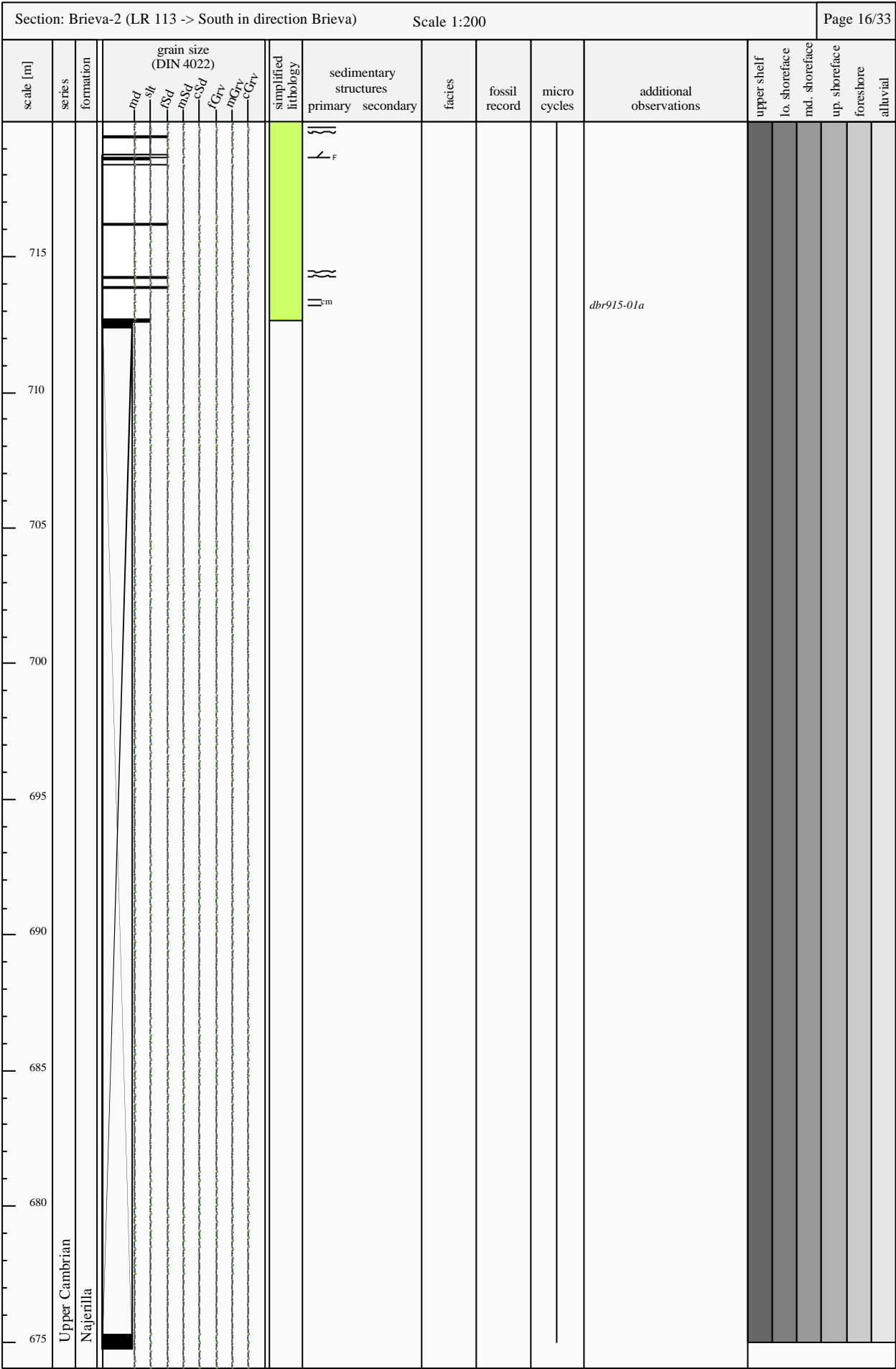


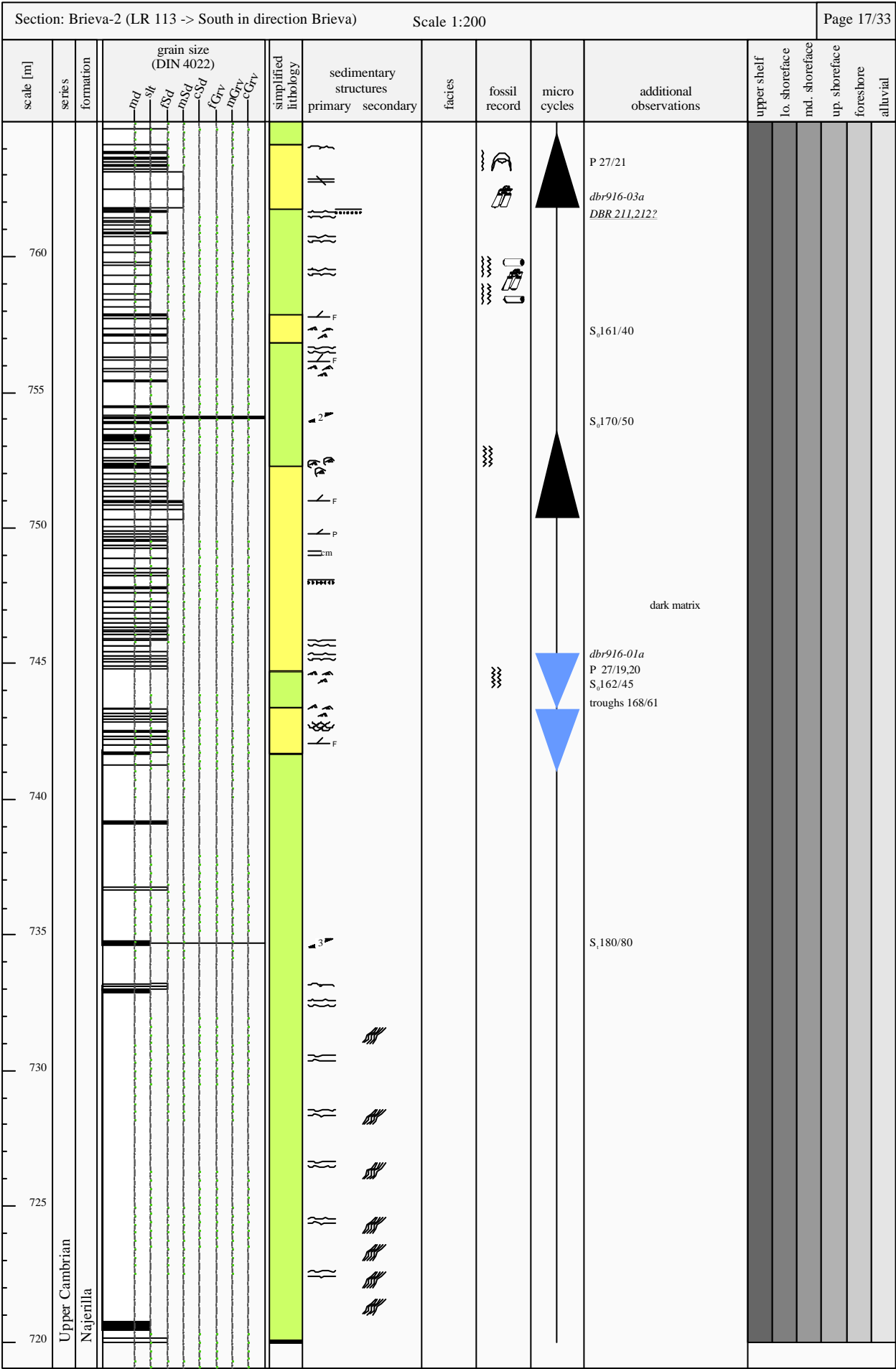
Section: Brievea-2 (LR 113 -> South in direction Brievea)															Scale 1:200		Page 13/33						
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)								simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial
			md	sl	fsd	msd	csd	fGrv	mgv	cGrv		primary	secondary										
580	Upper Cambrian	Najerilla																					
575																							
570																							
565																							
560																							
555																							
550																							
545																							
540																							

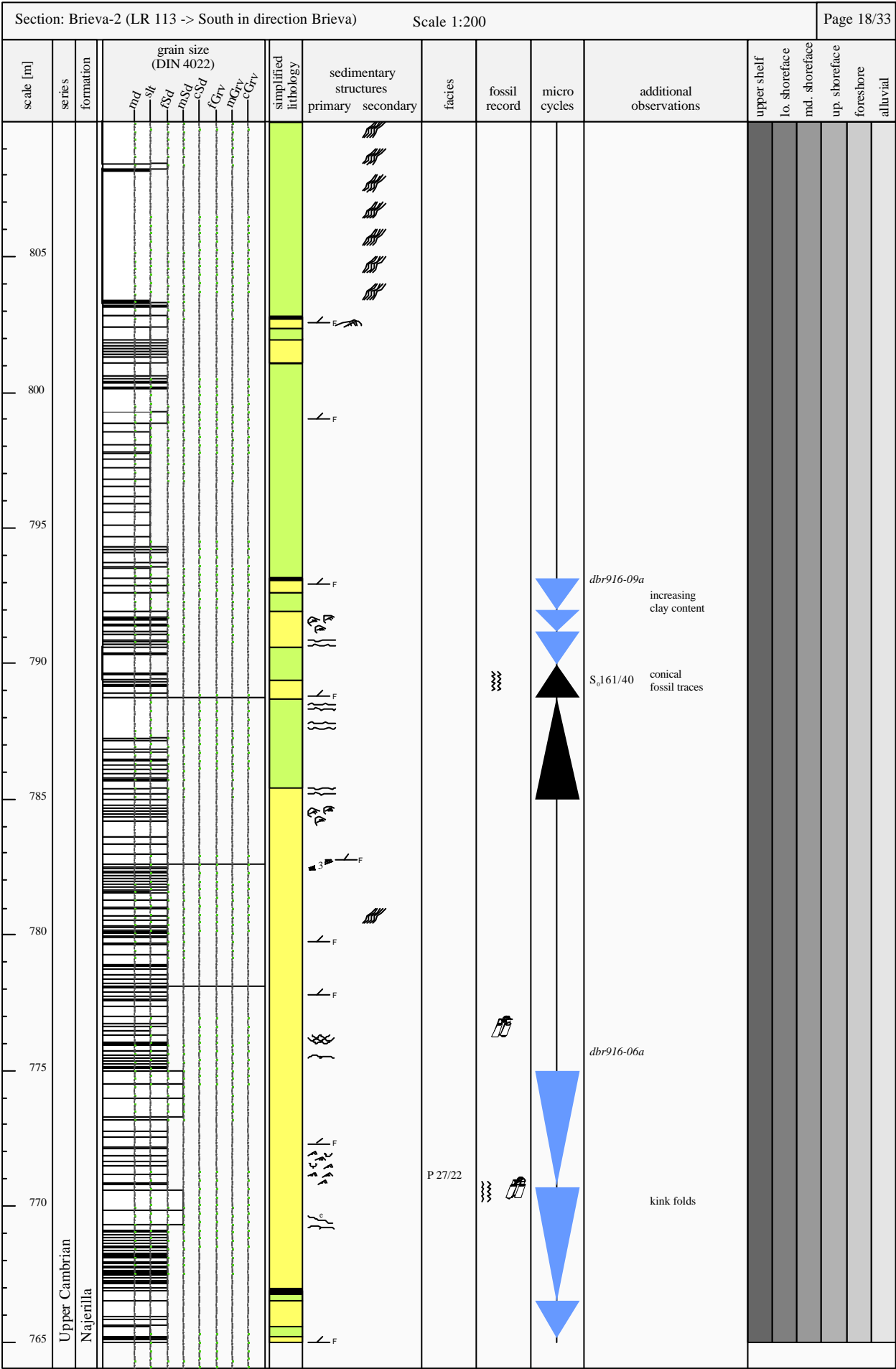








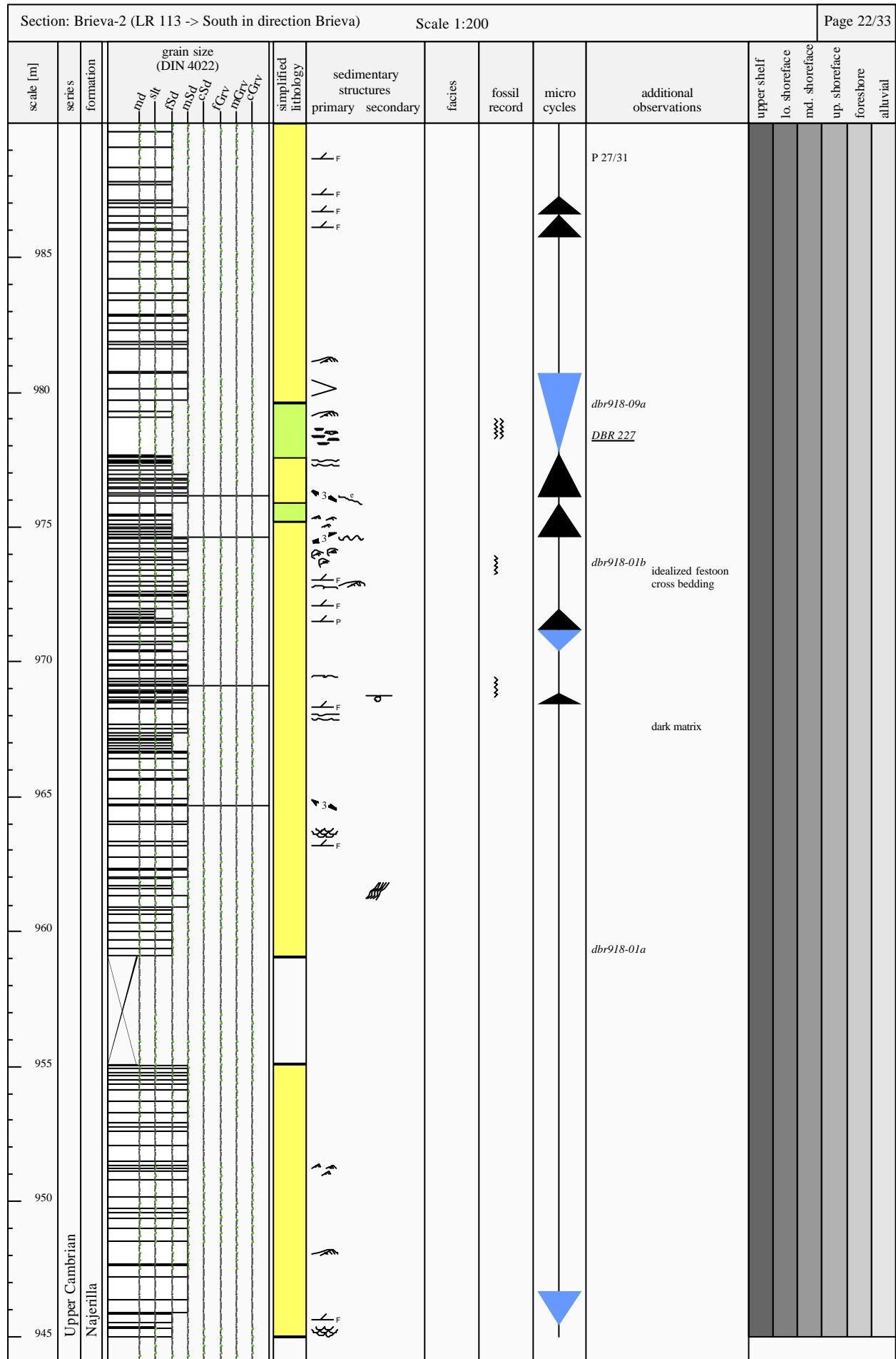


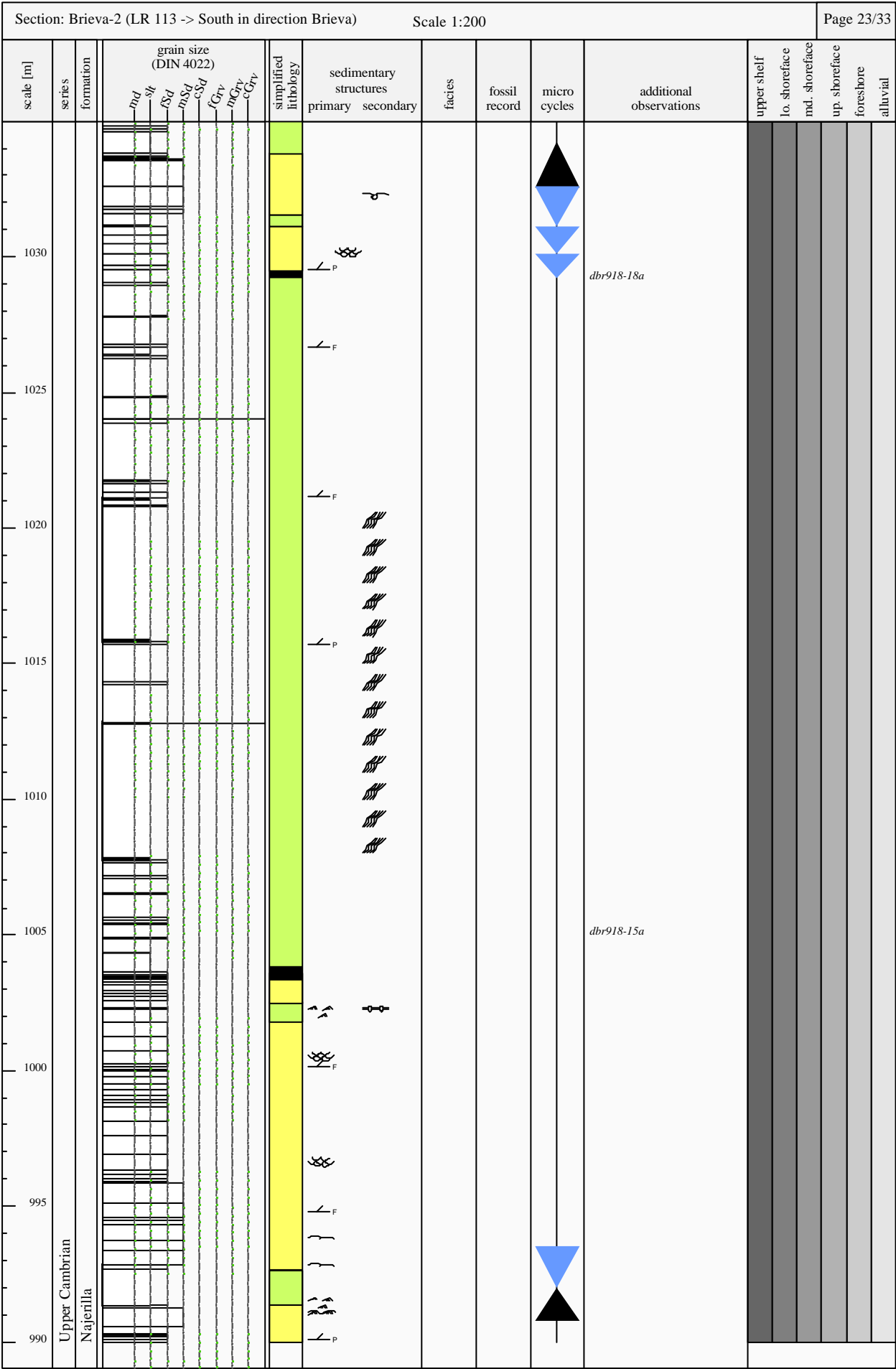




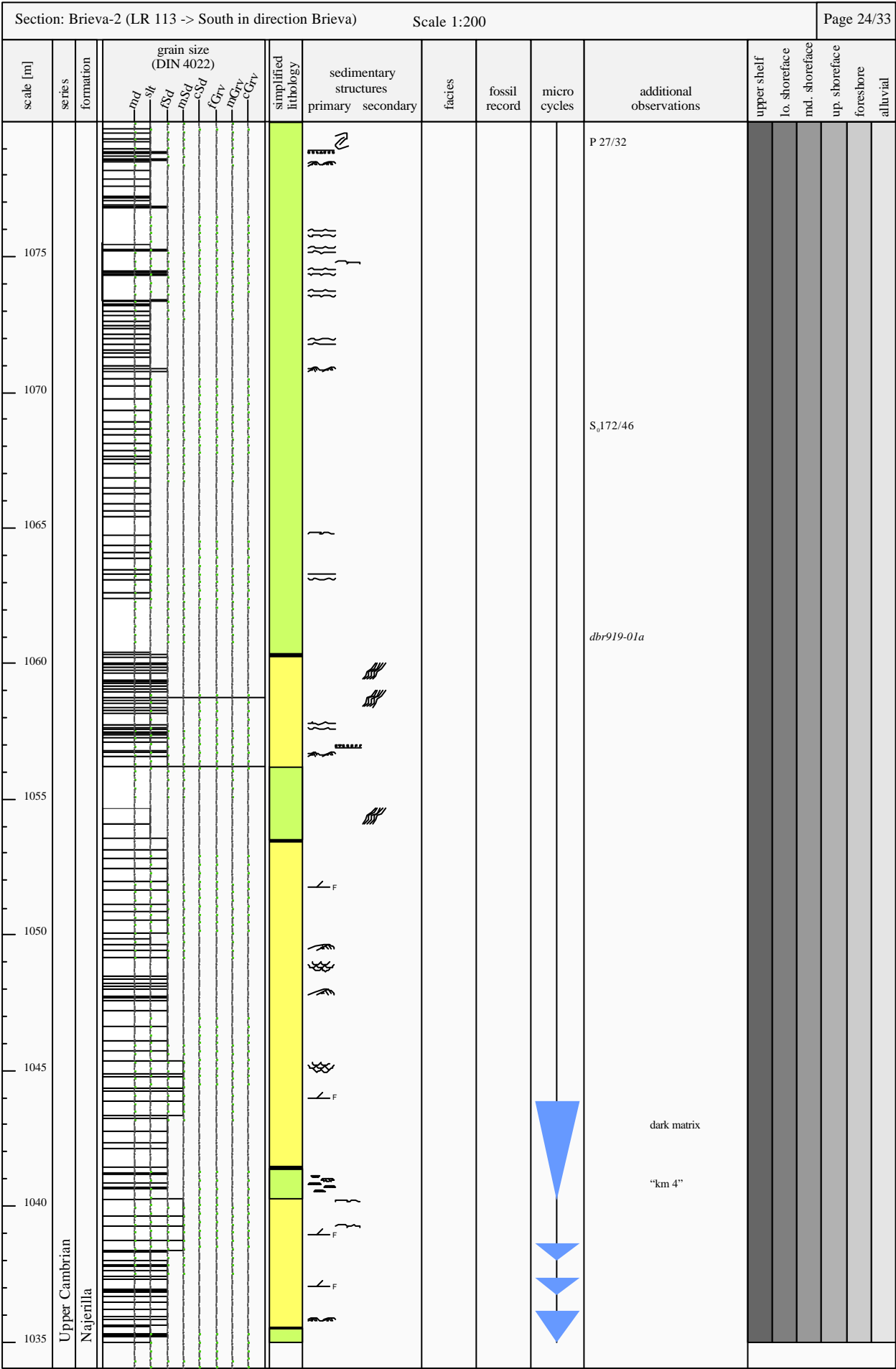
Section: Brieva-2 (LR 113 -> South in direction Brieva)												Scale 1:200		Page 20/33									
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)						simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial		
			md	st	Sd	mSd	cSd	fGrv	mGrv	cGrv		primary	secondary										
895	Upper Cambrian	Najerilla															db917-02a						
890															P 27/29	db917-01a							
885															P 27/28								
880															db916-26a DBR 224								
875															db916-25b P 27/-27 S <sub>0</sub> 184/40 db916-25a S <sub>0</sub> 164/25 DBR 223	Palaeoflow direction = SE Axis of flute casts 140/26, 120/24							
870																							
865																							
860																							
855																		massive					

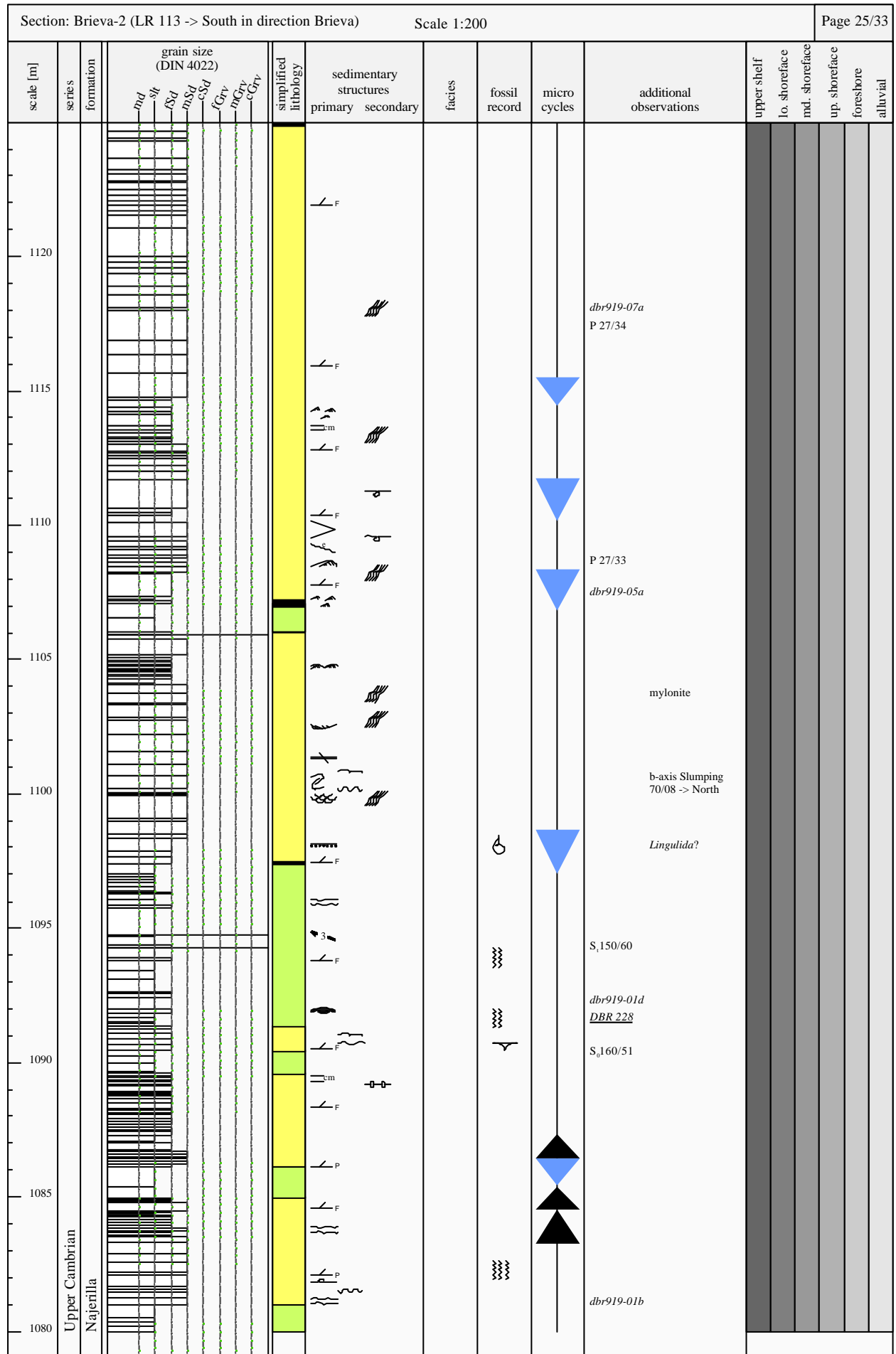


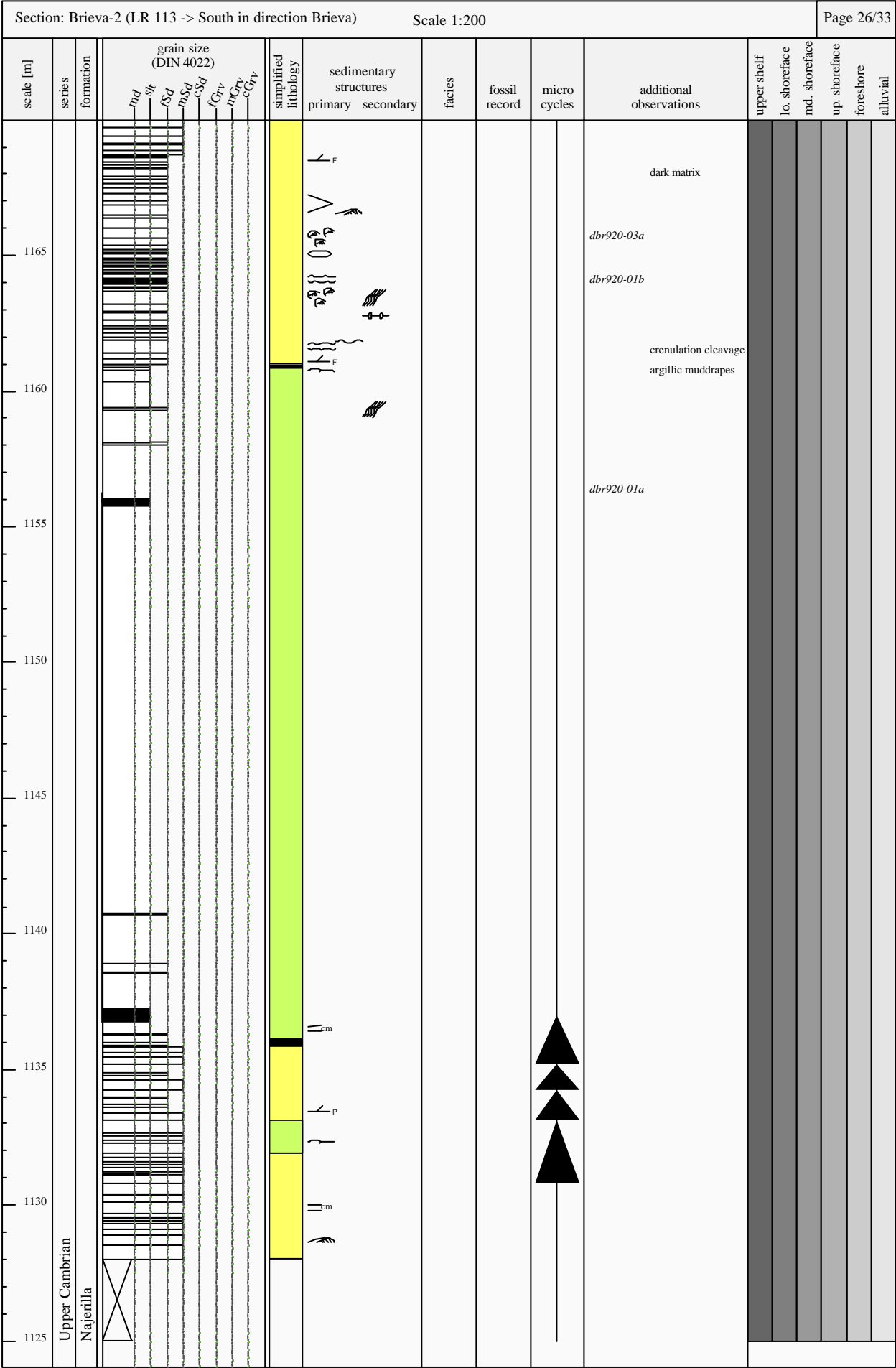


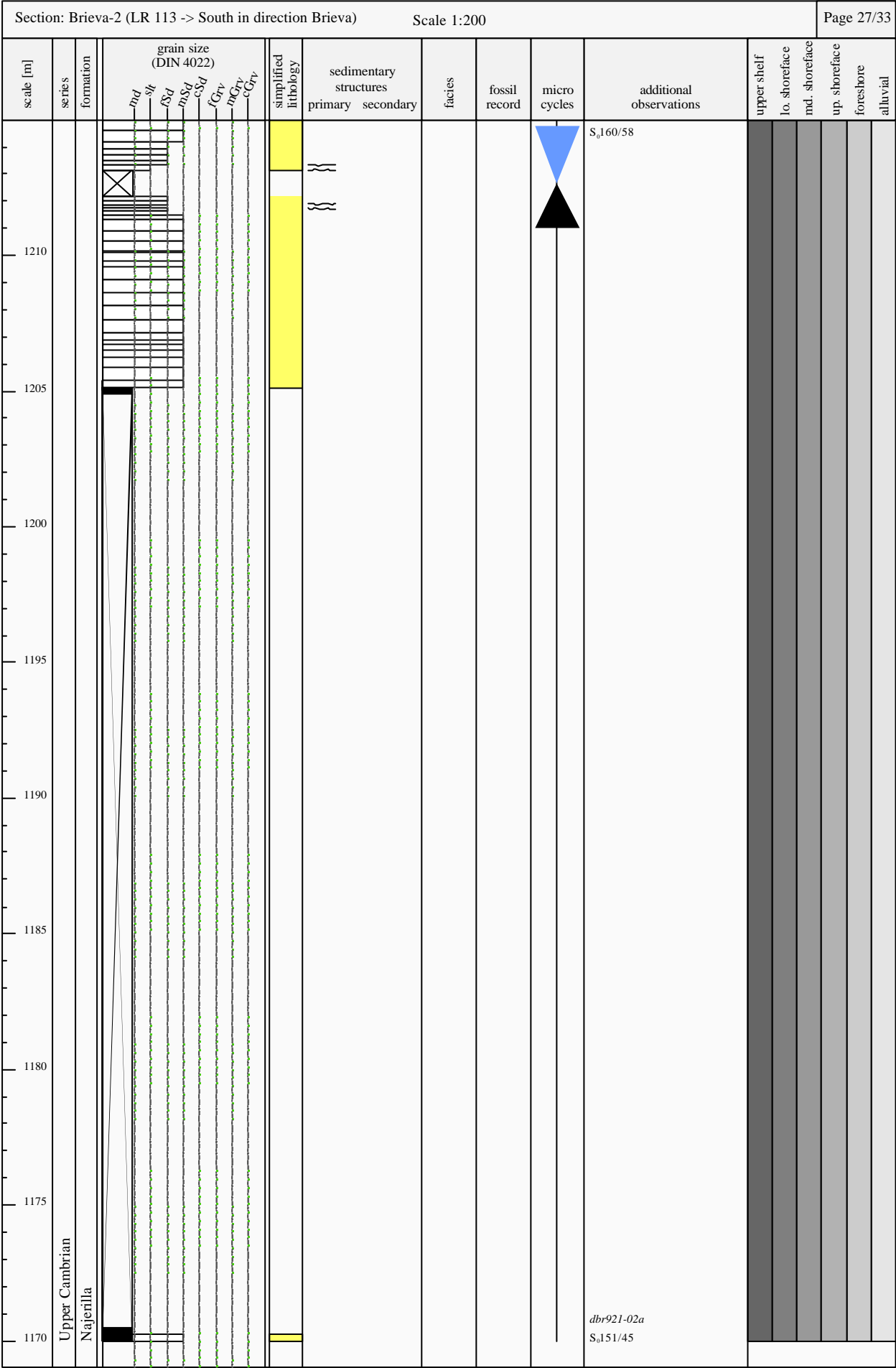


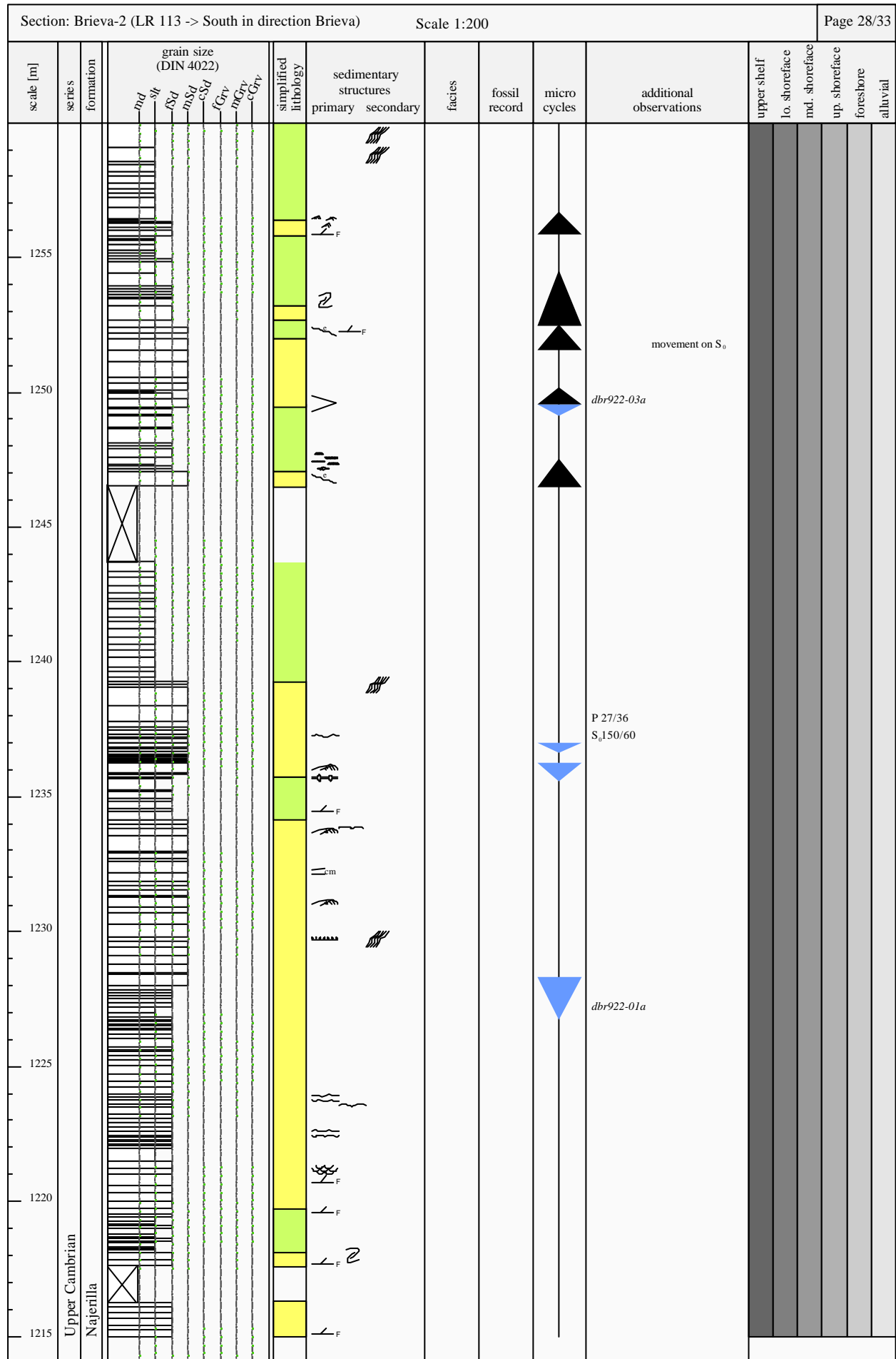


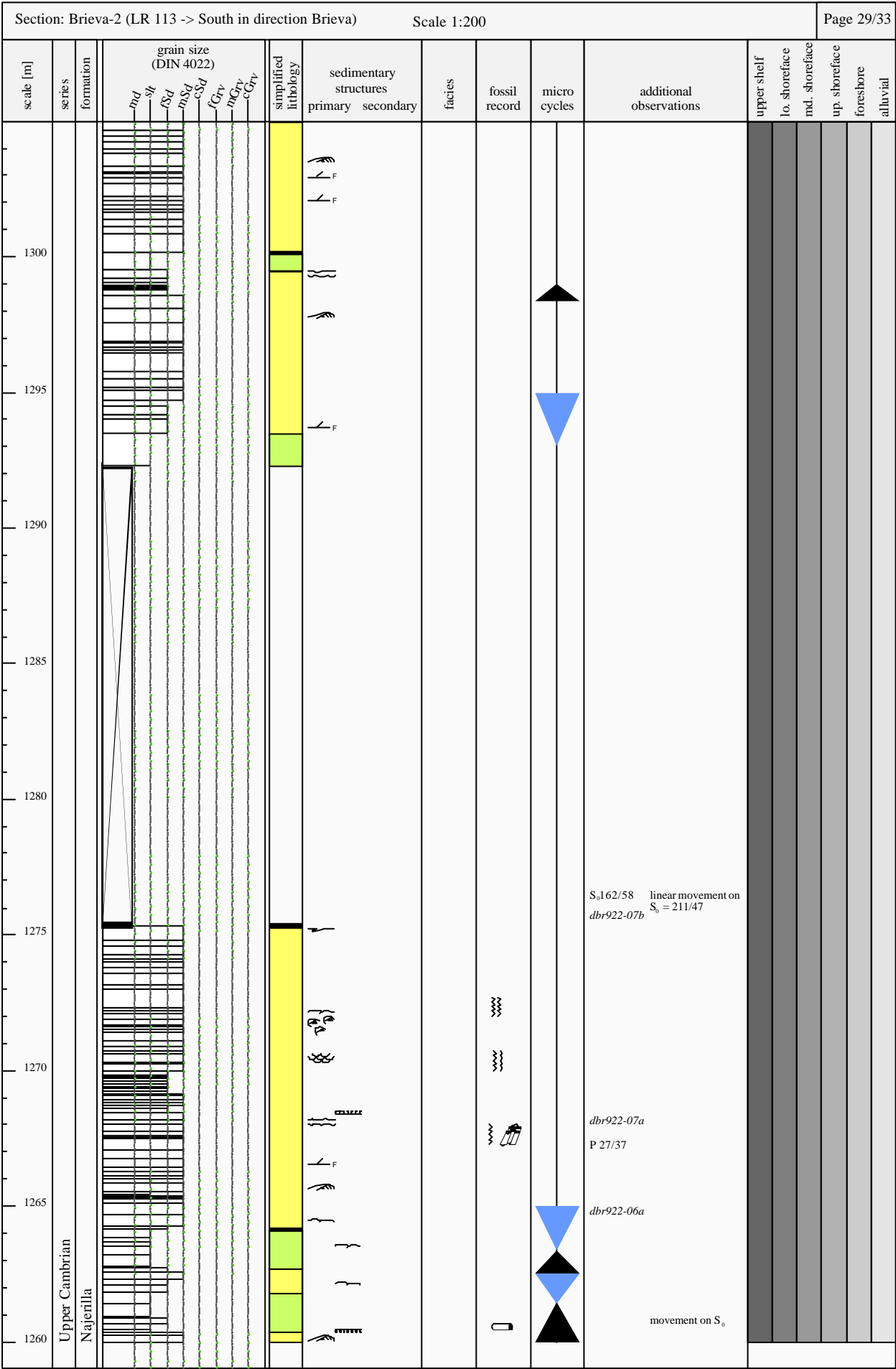


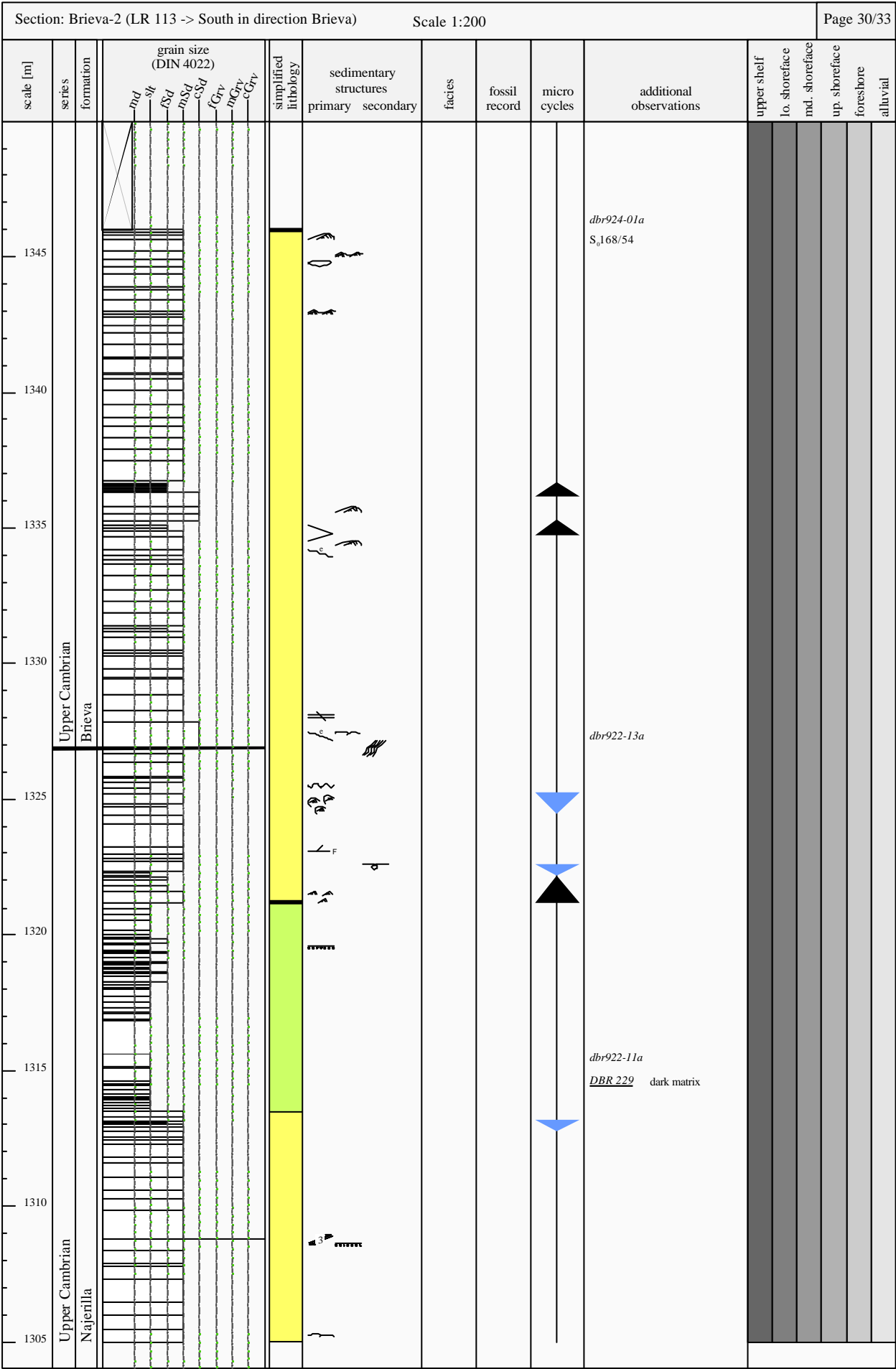


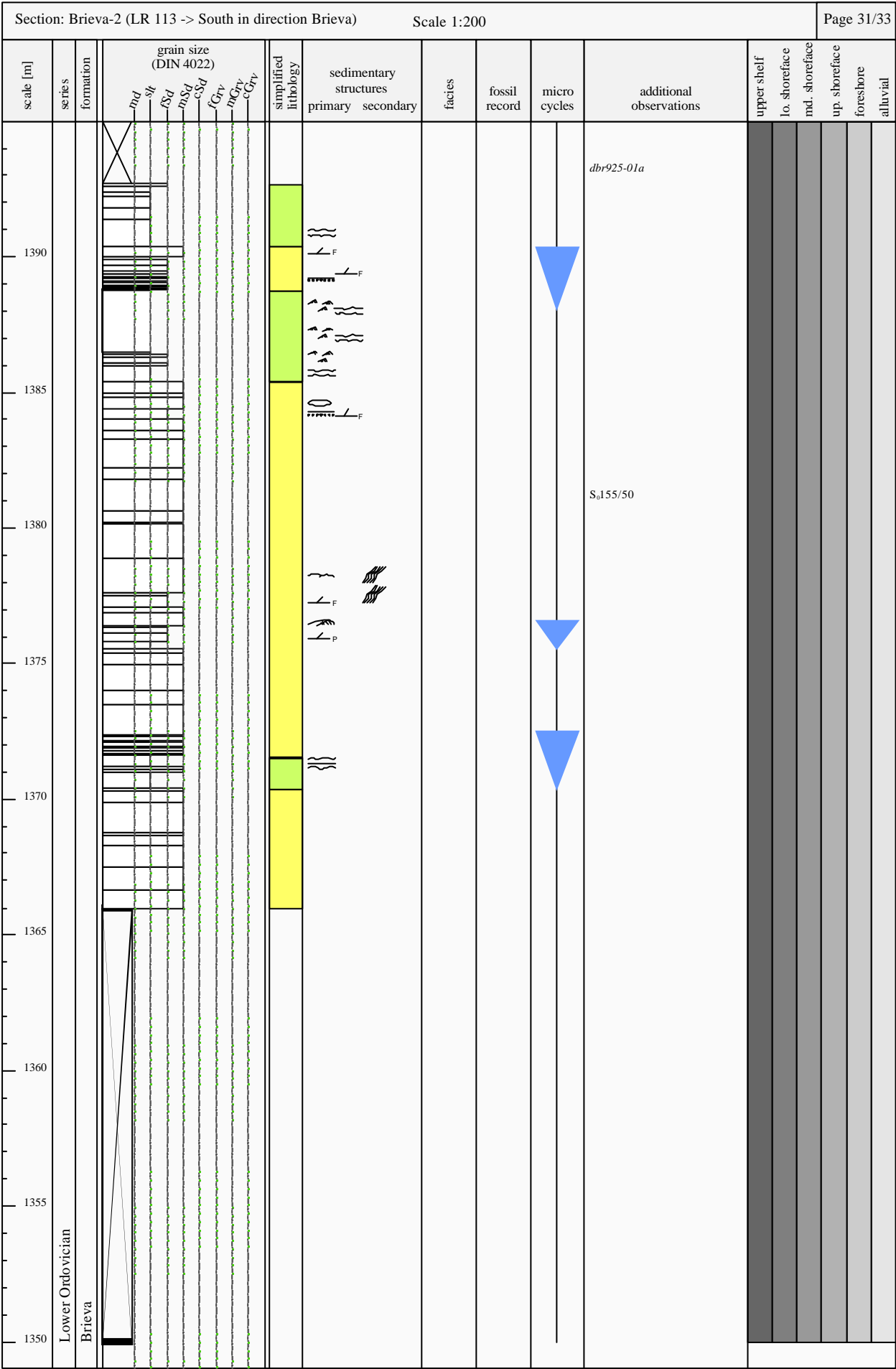






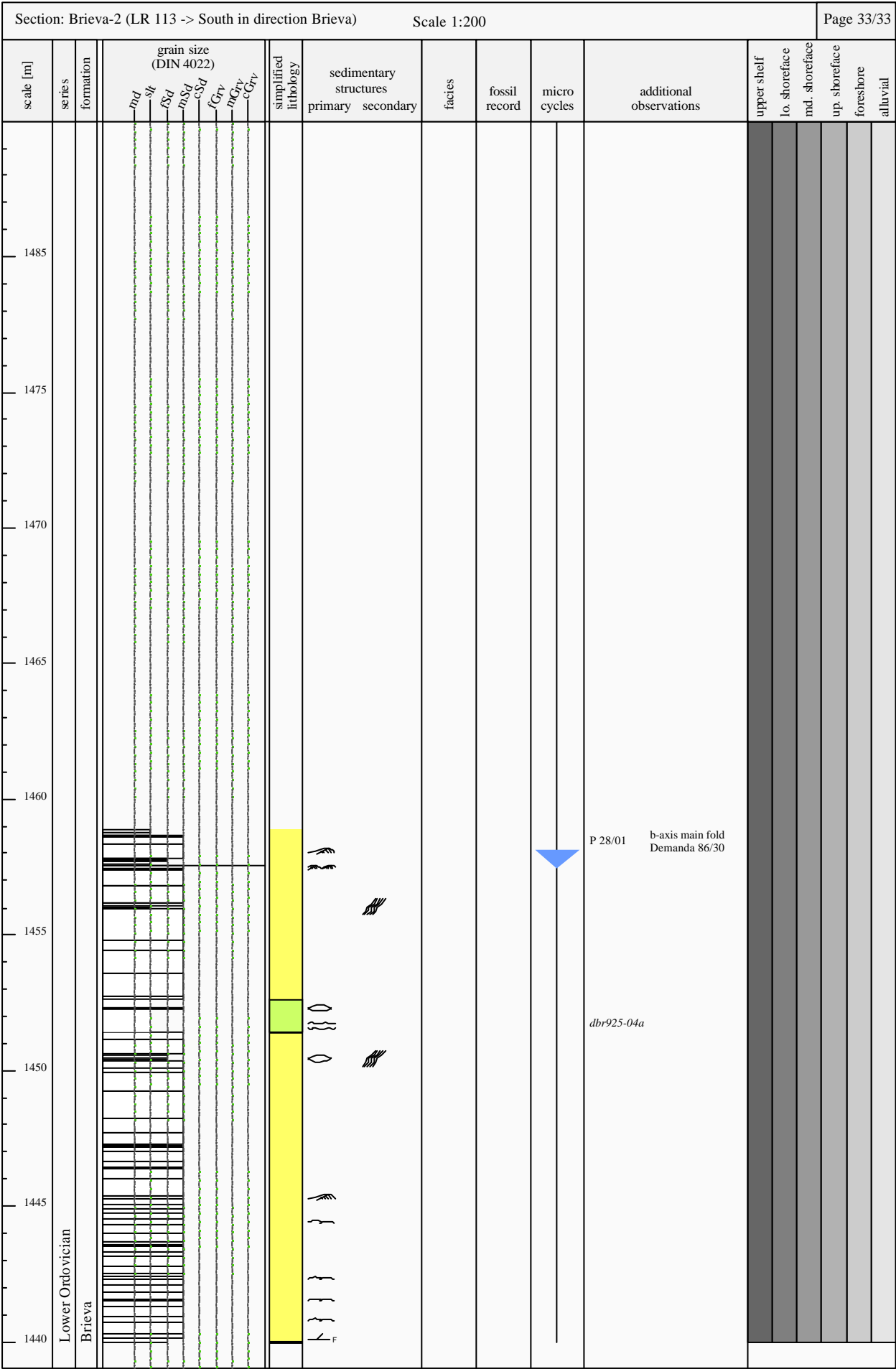


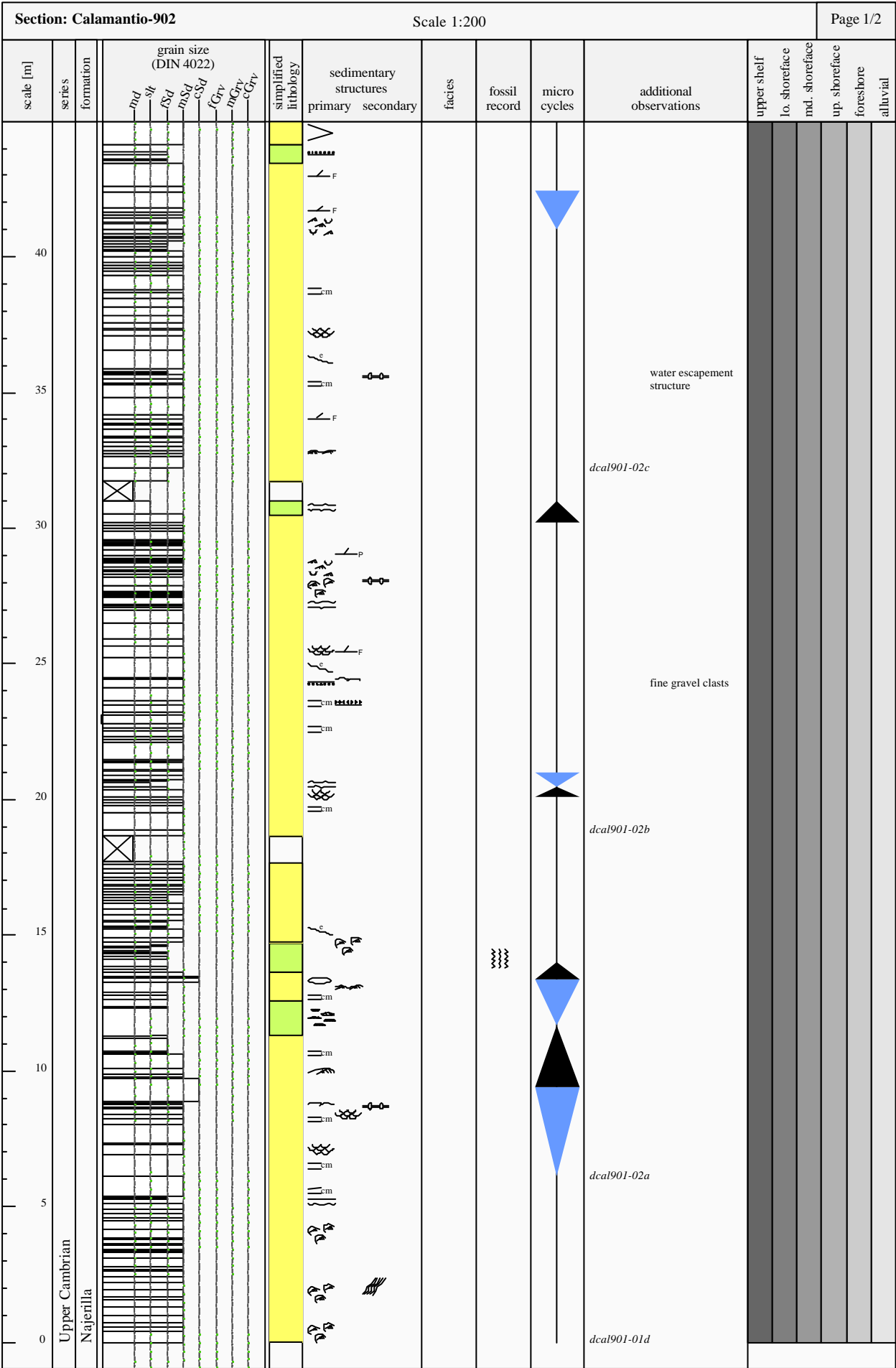






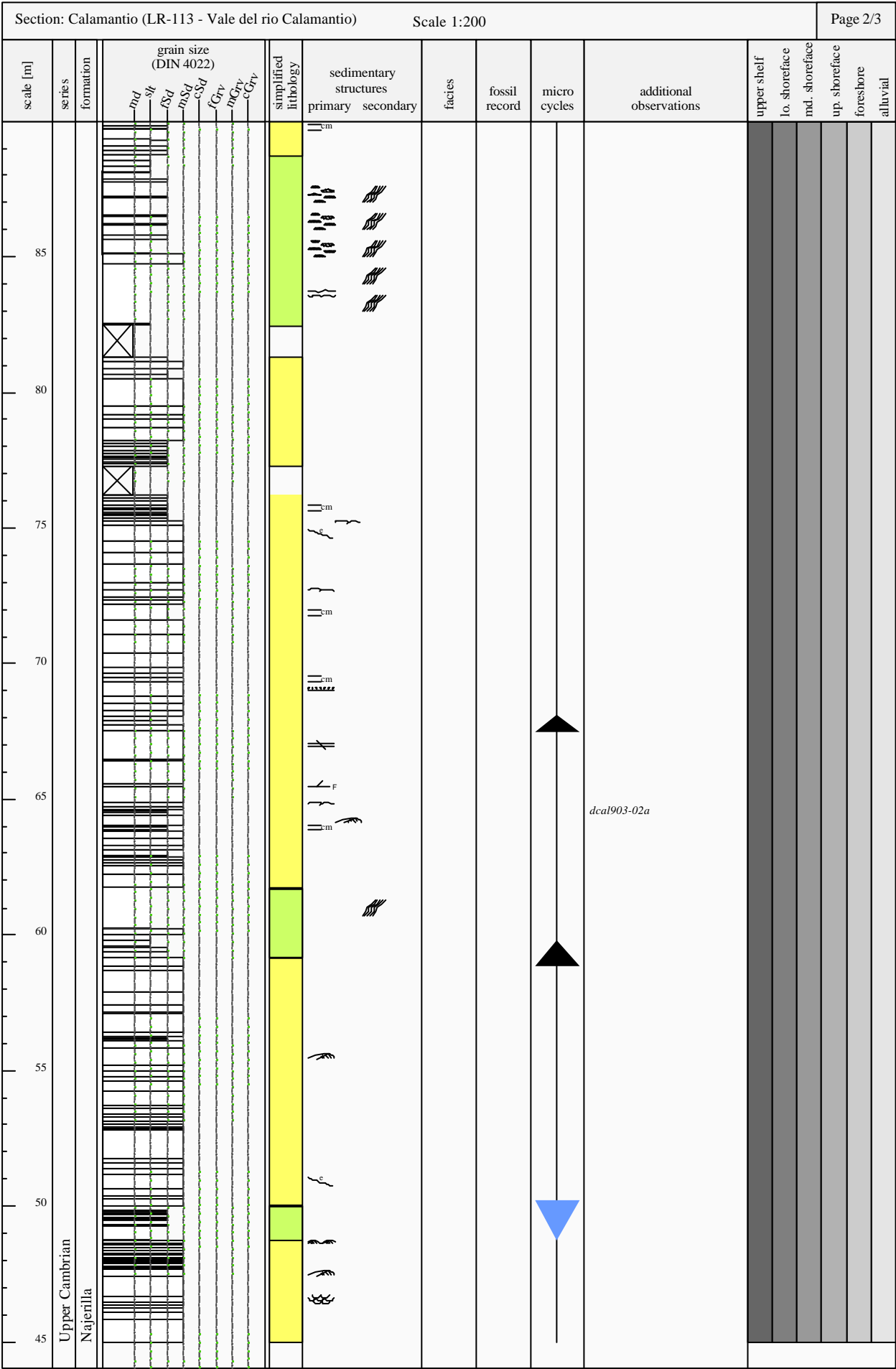


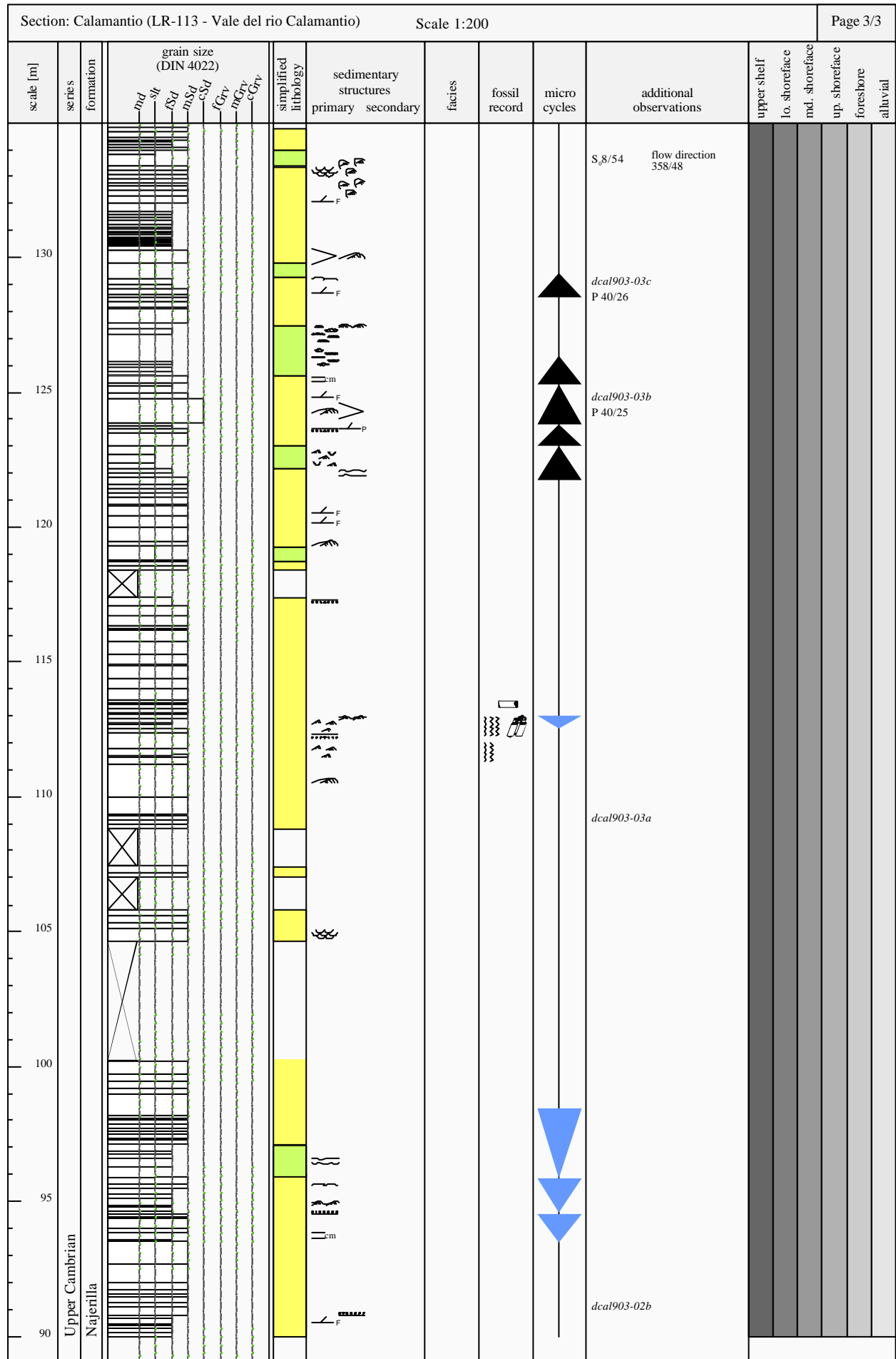


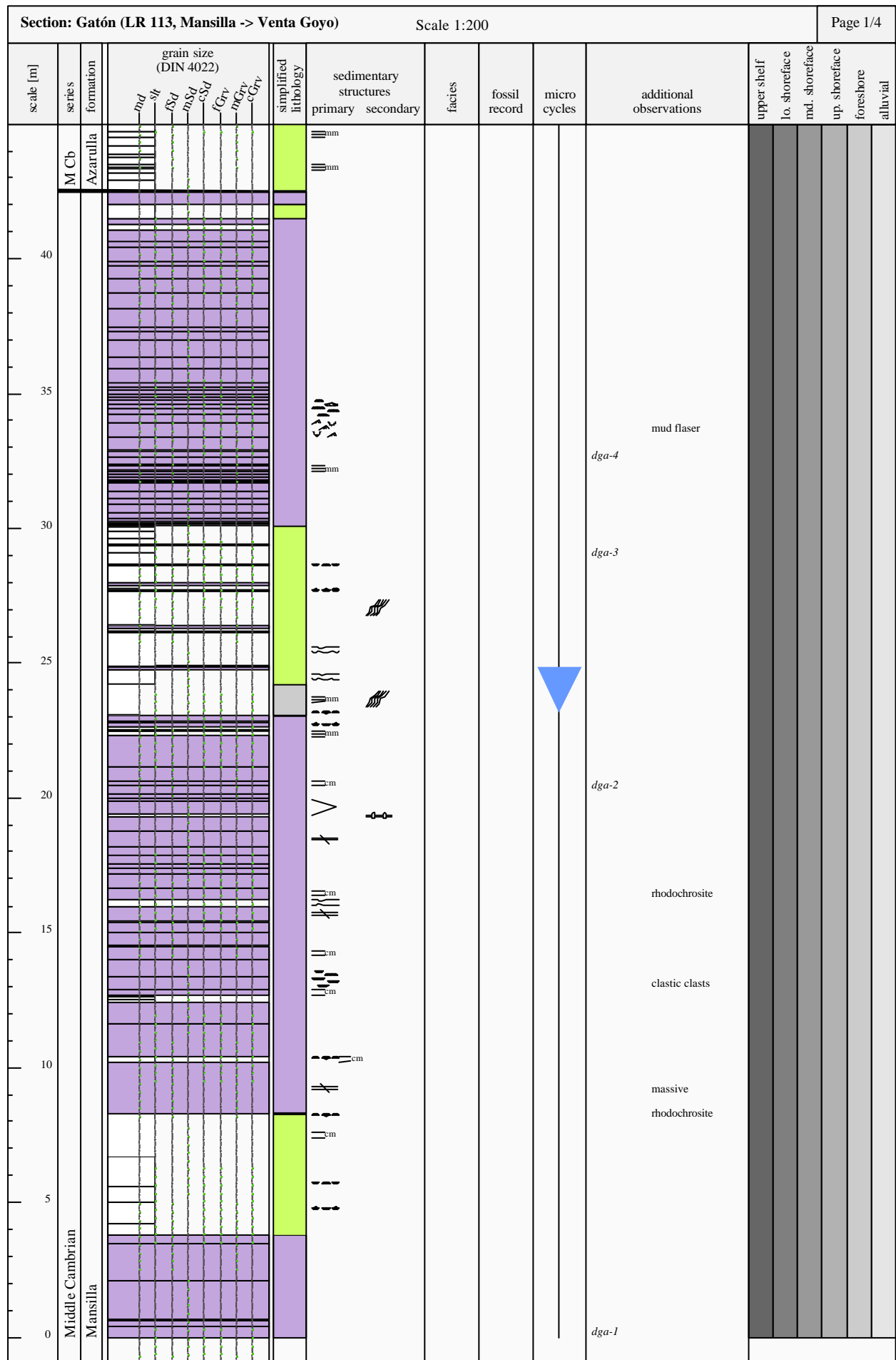


[illegible]

Section: Calamantio (LR-113 - Vale del rio Calamantio)										Scale 1:200		Page 1/3												
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)						simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial			
			md	sl	fsd	msd	csd	fGrv		mGrv	cGrv											primary	secondary	
40	Upper Cambrian	Najerilla																						
35																								
30																								
25																								
20																								
15																								
10																								
5																								
0																								

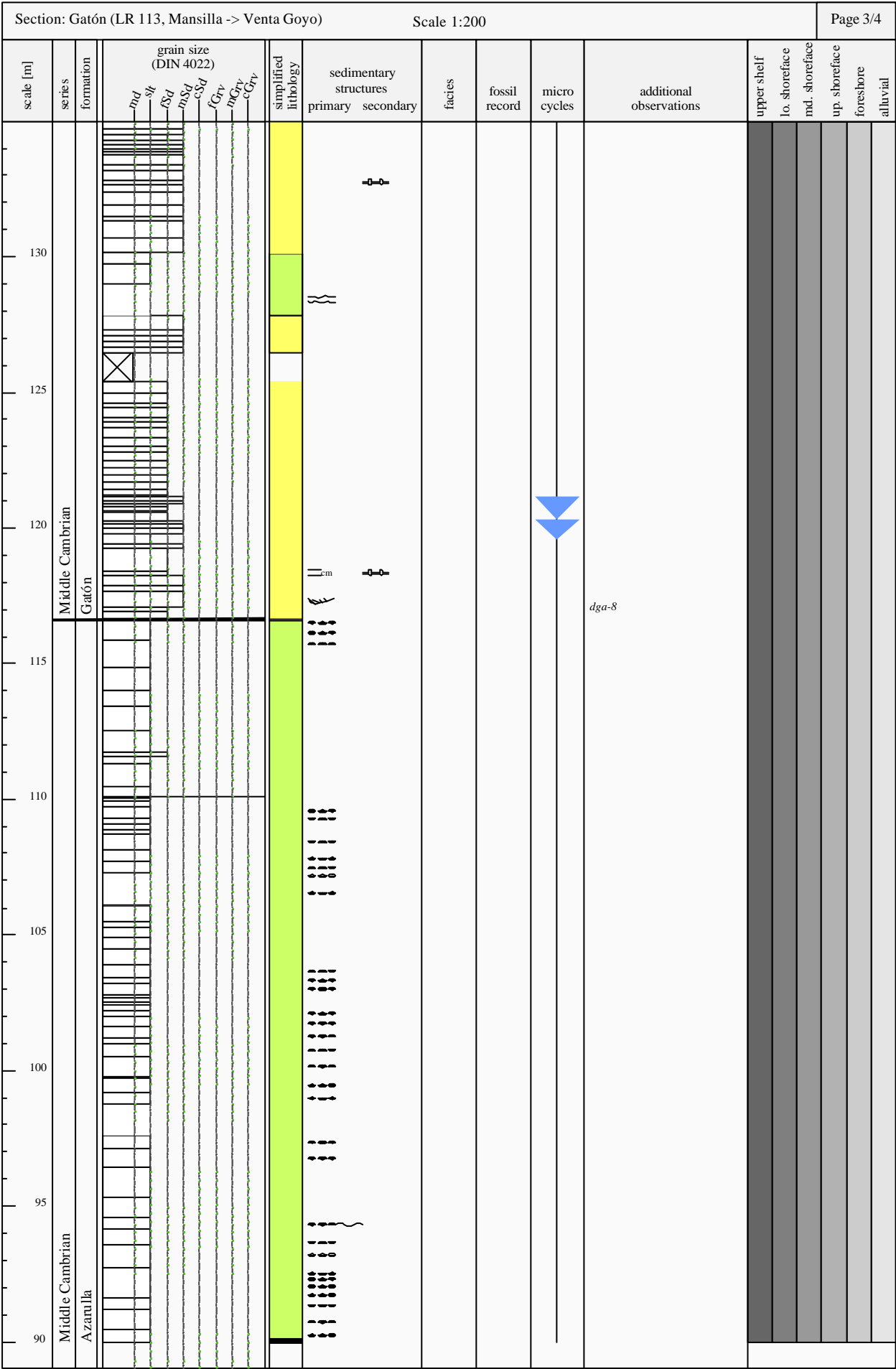




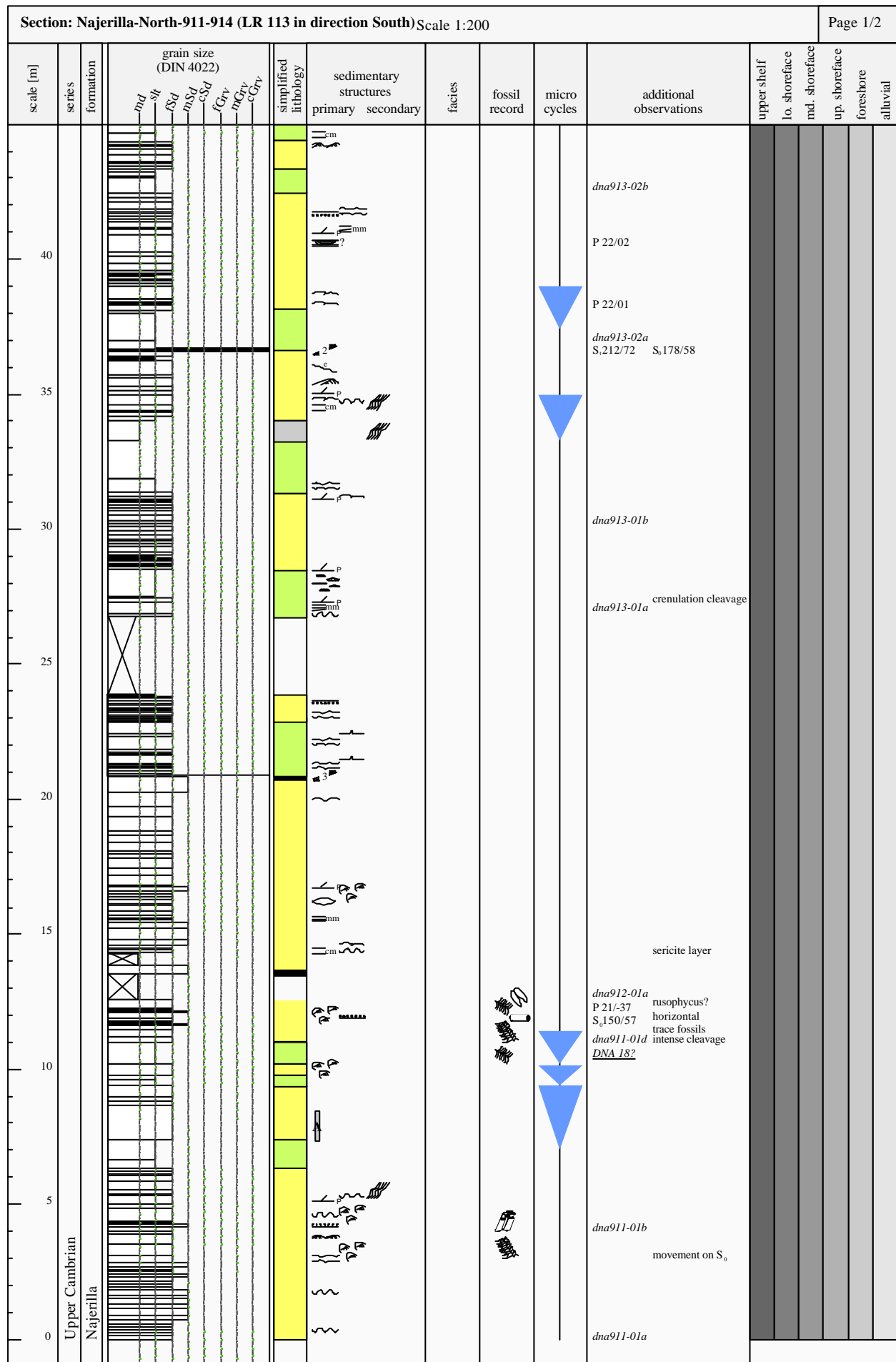


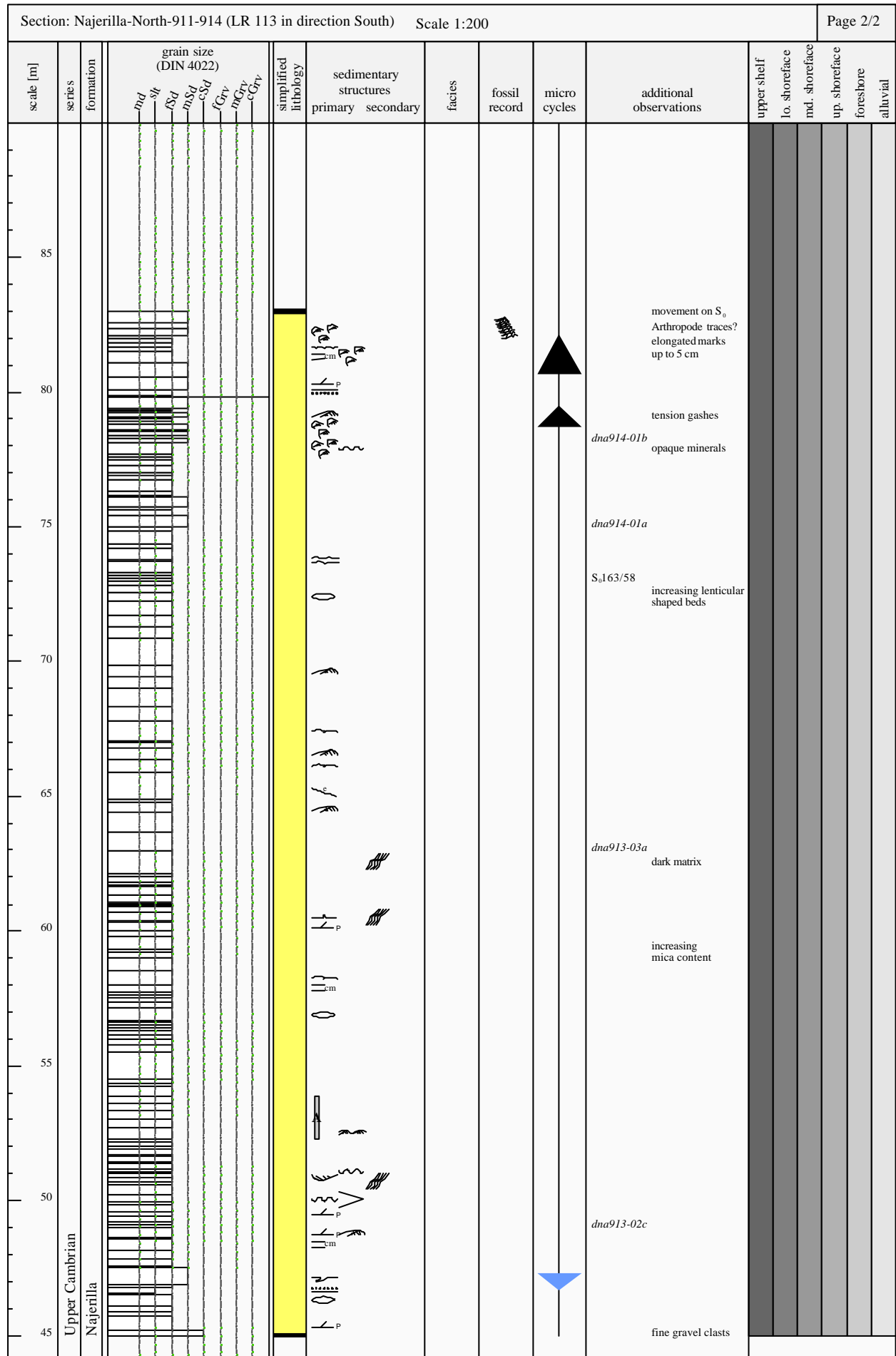




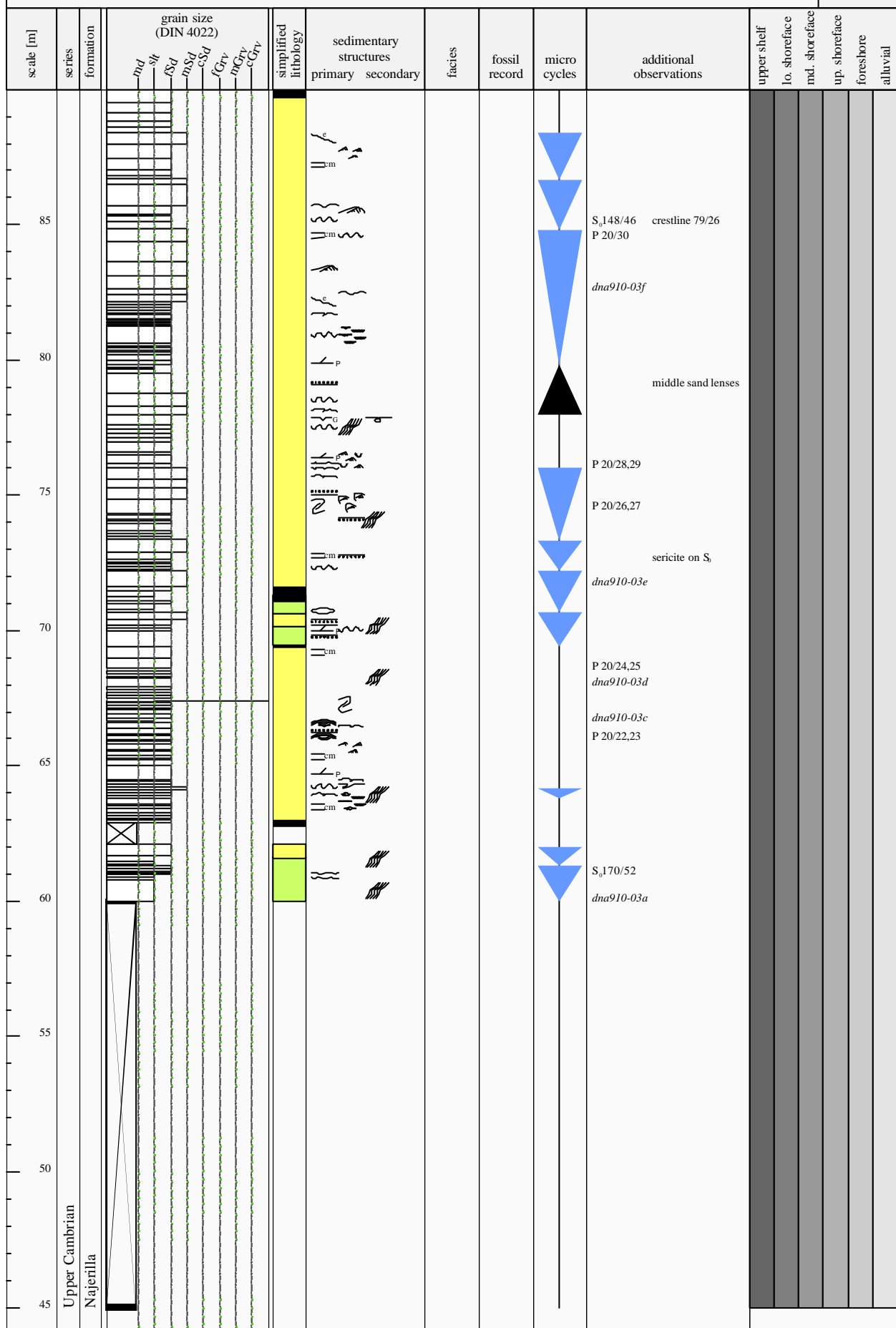


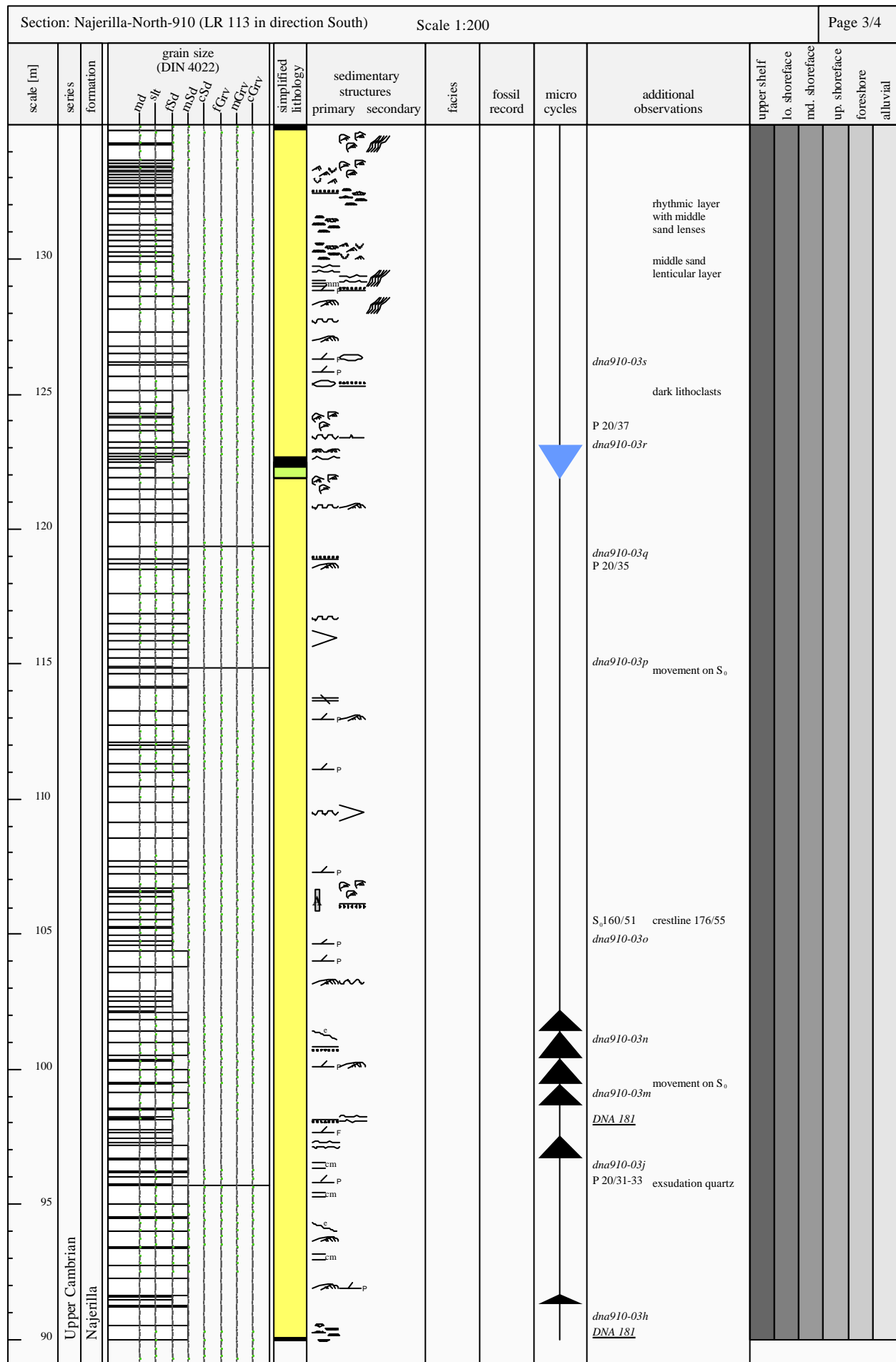
Section: Gatón (LR 113, Mansilla -> Venta Goyo)											Scale 1:200		Page 4/4								
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations					
			md	sl	fsd	msd	csd	fcgv	mgv		cgv	primary					secondary	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface
175	Middle Cambrian	Gatón																			
170																					
165																					
160																					
155																					
150																					
145																					
140																					
135																					



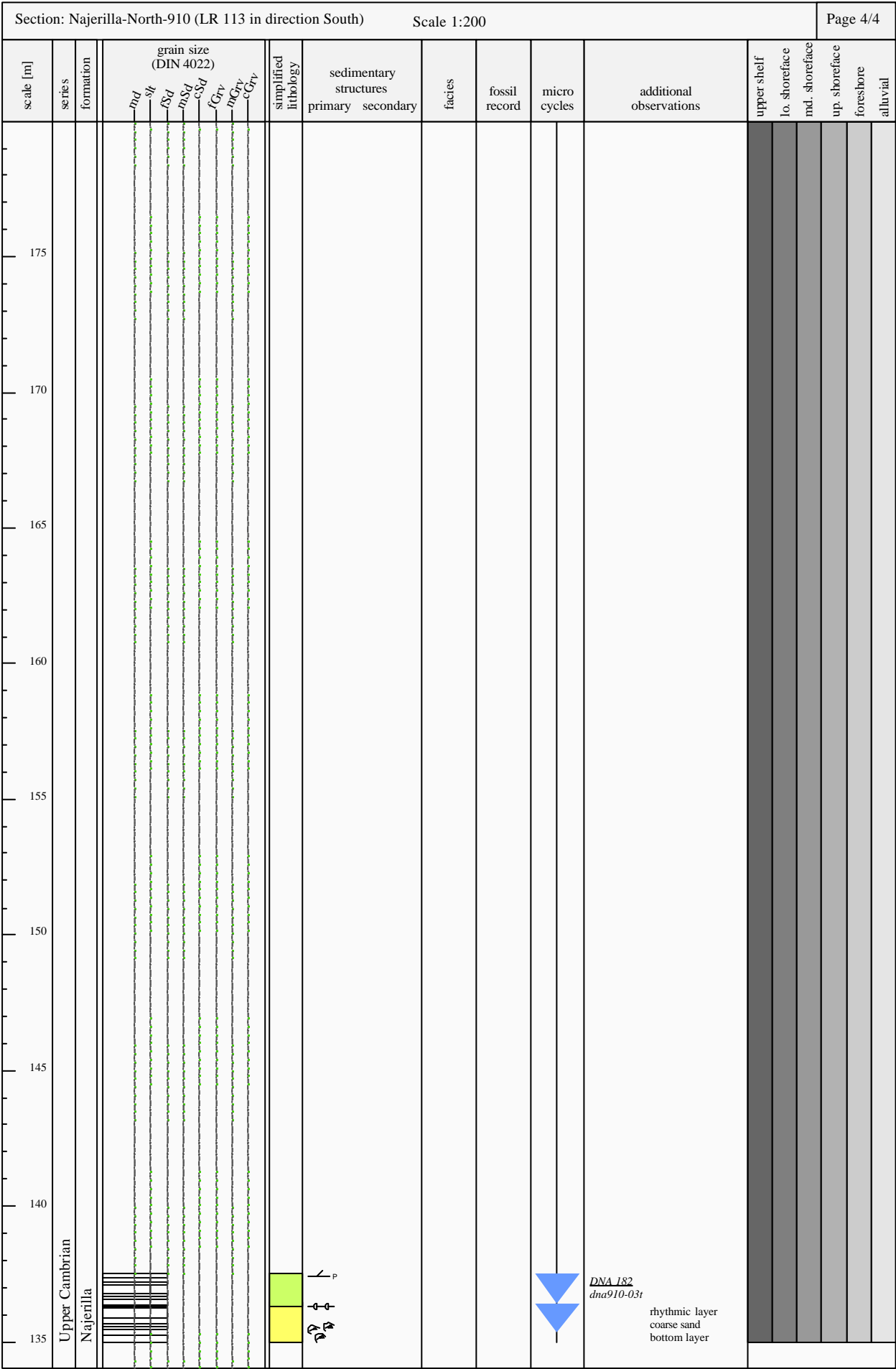


166

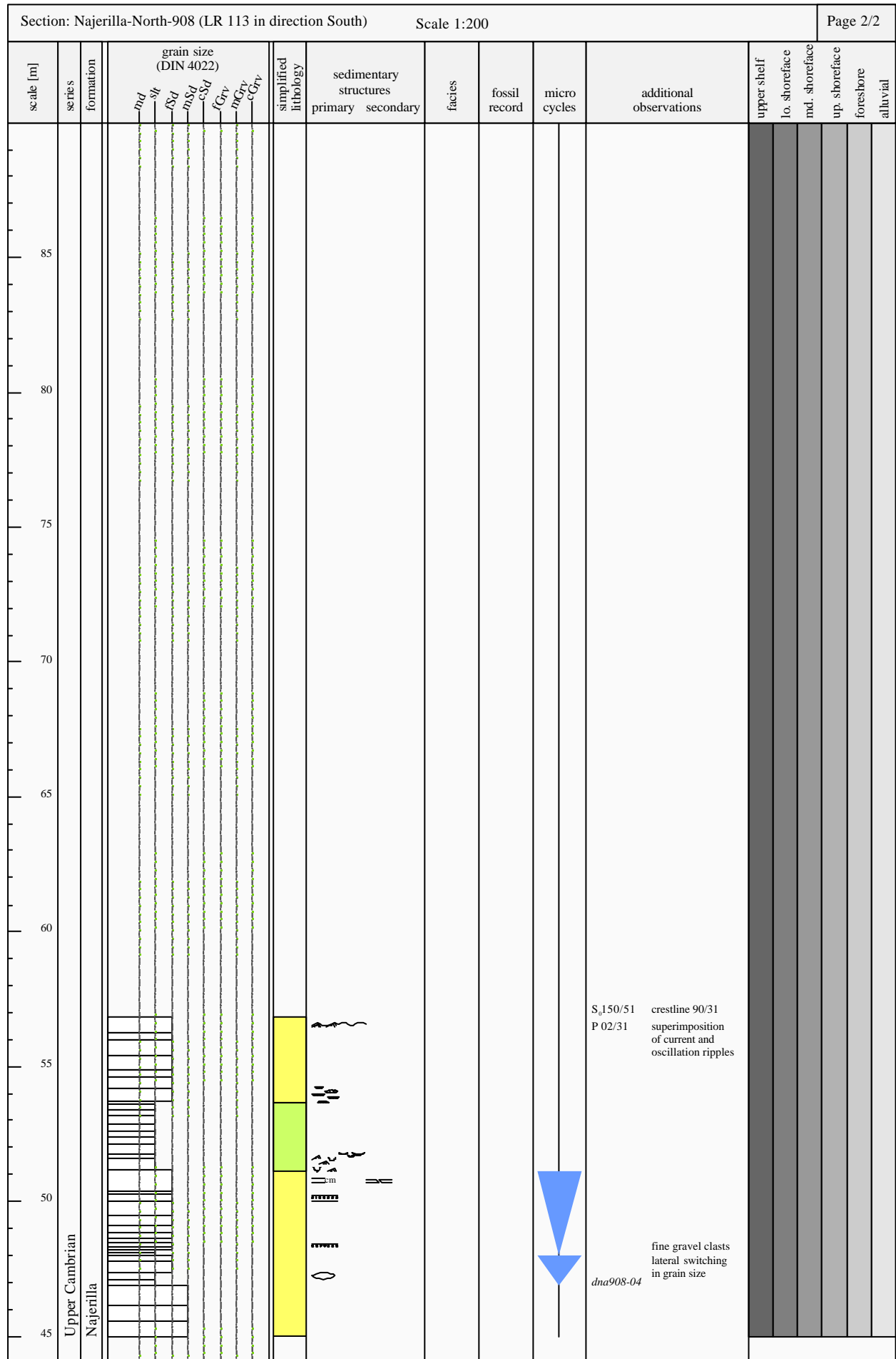


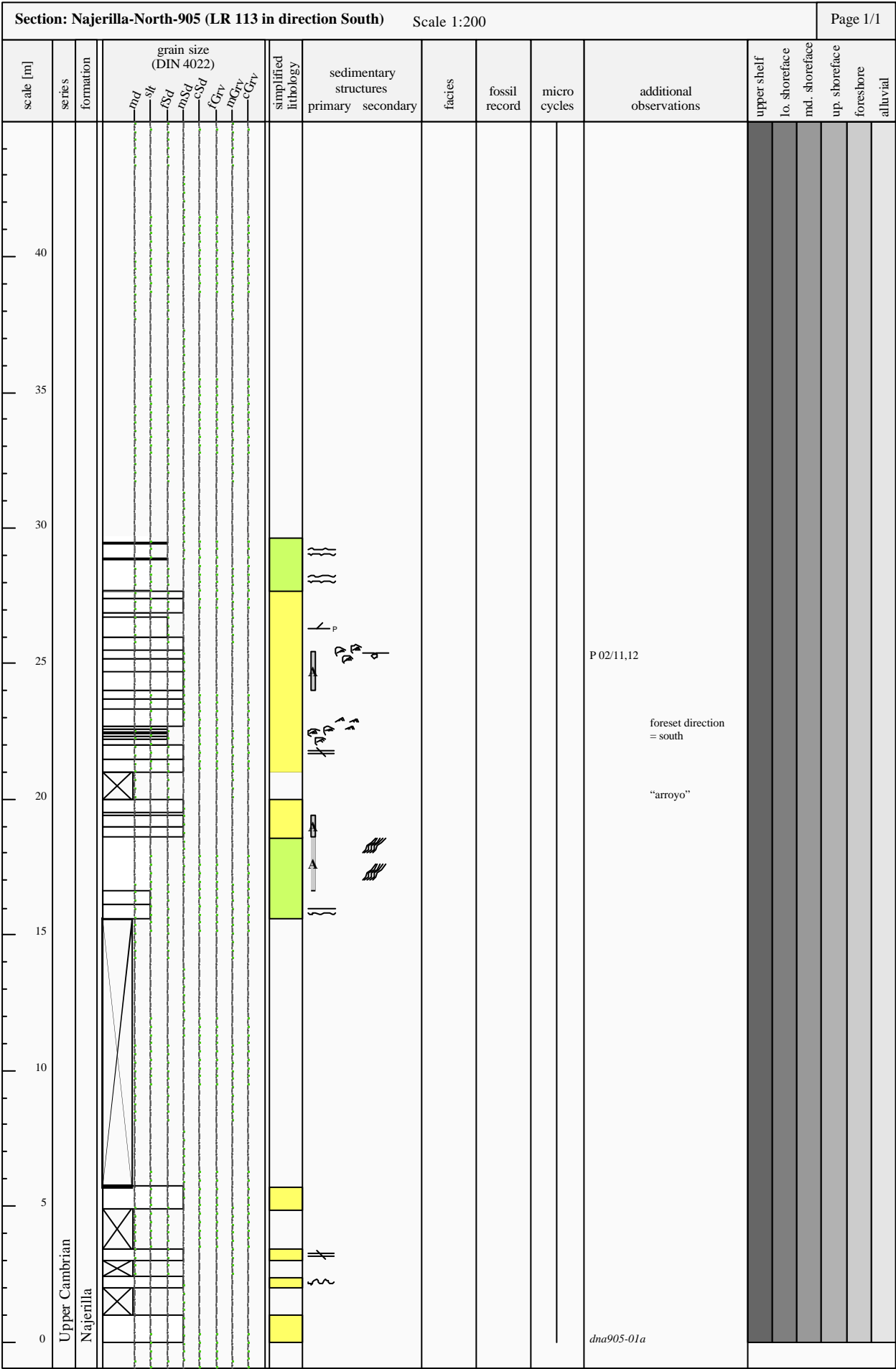


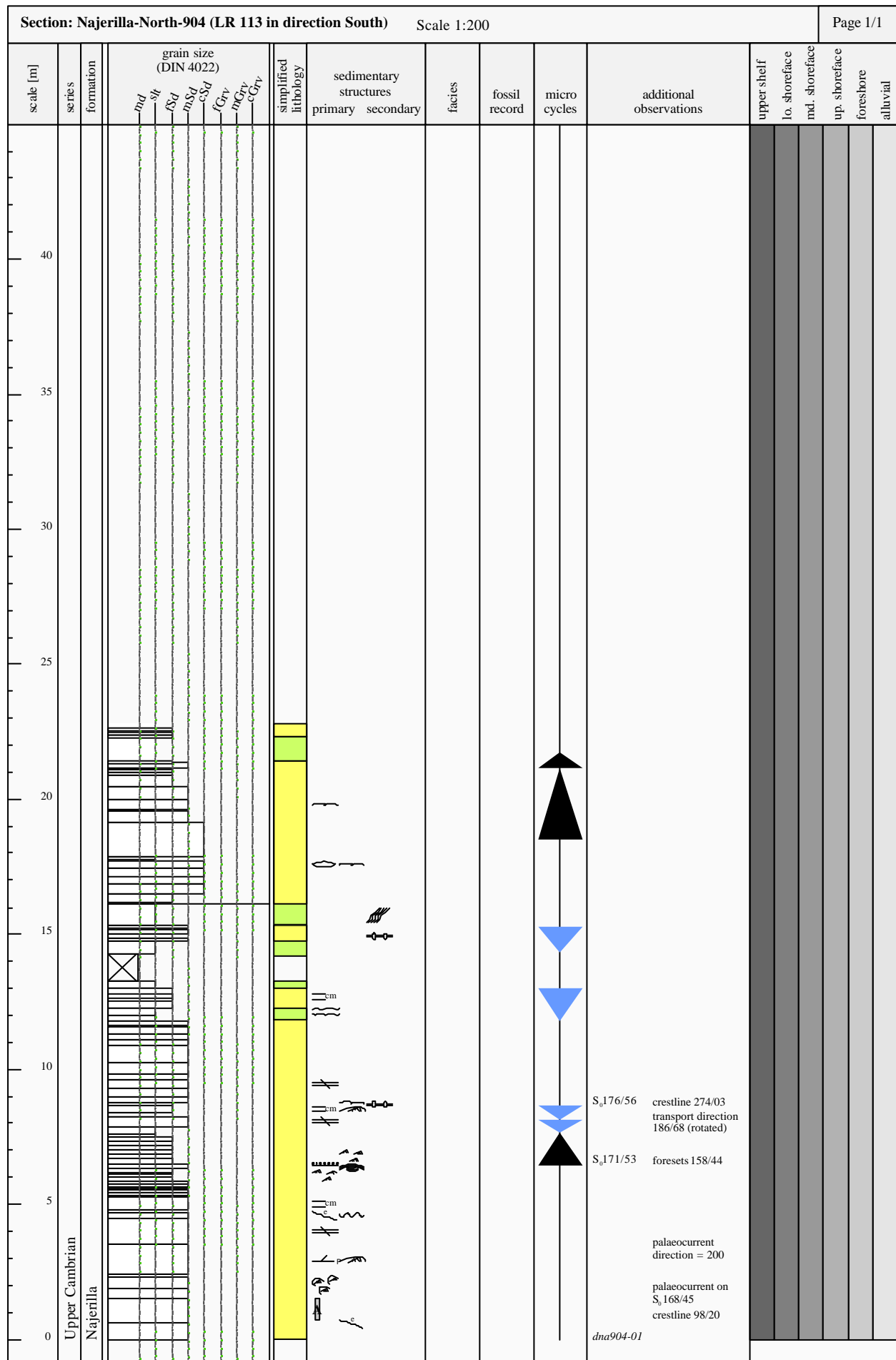




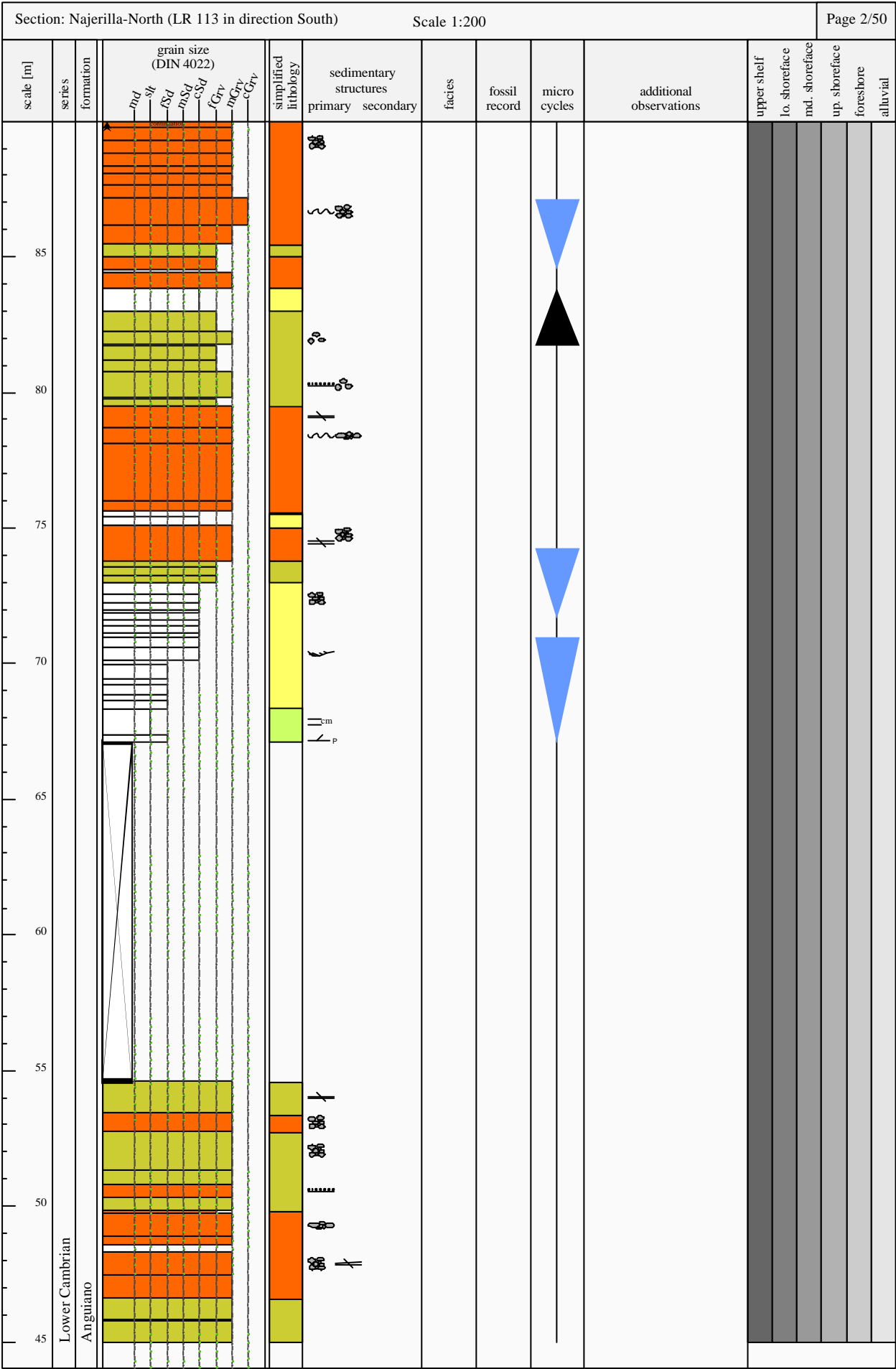
170

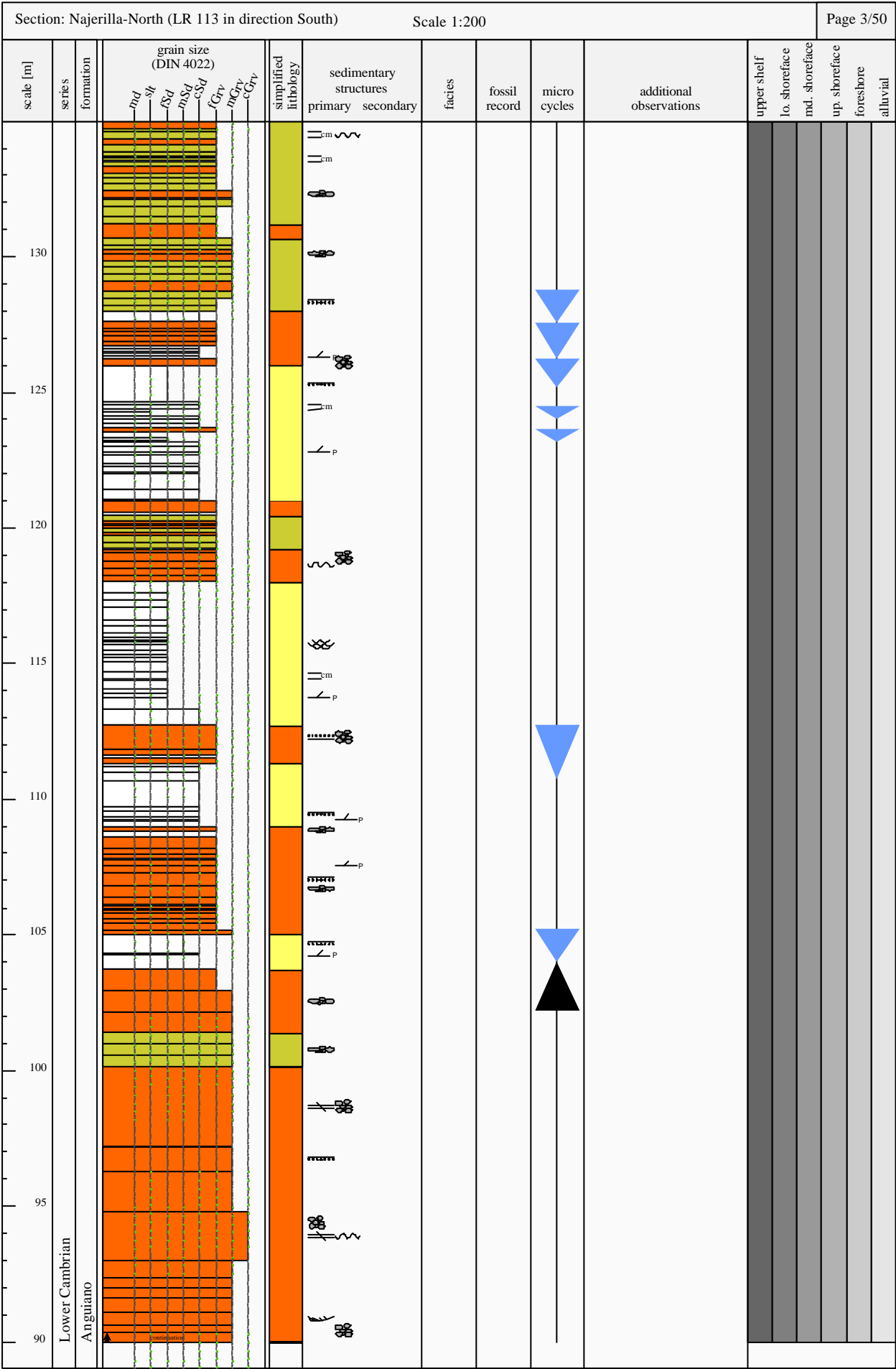




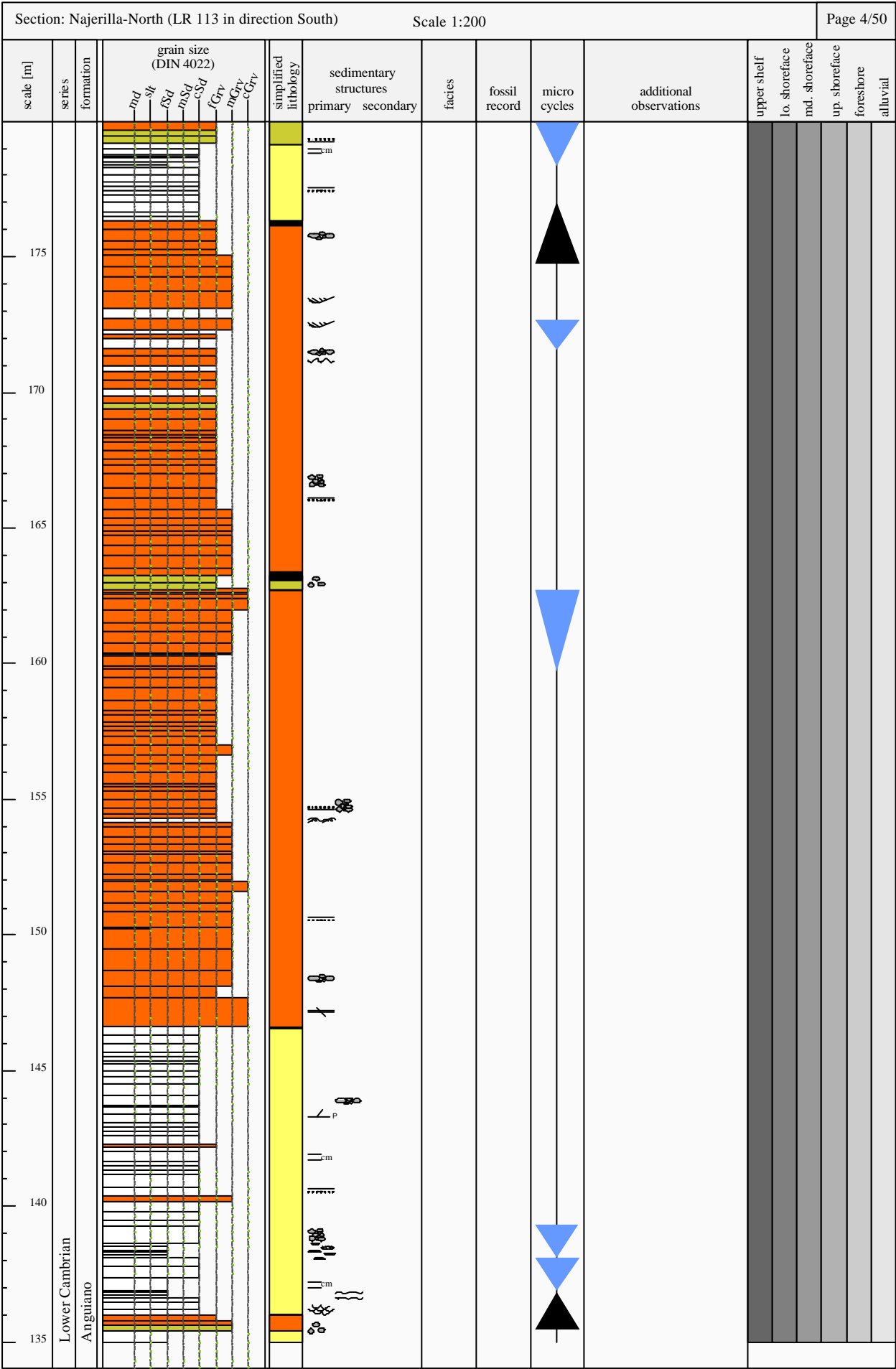


174



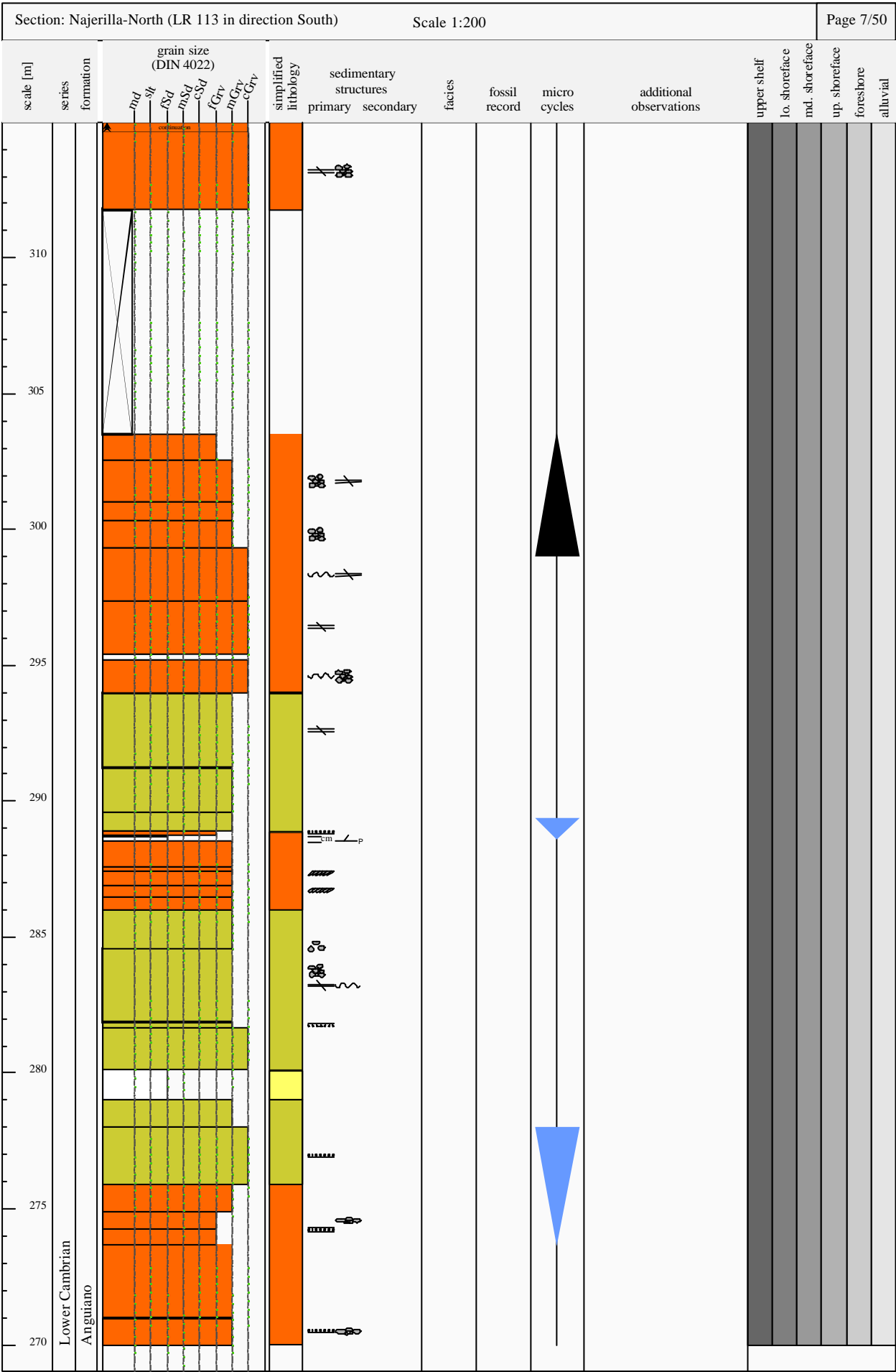


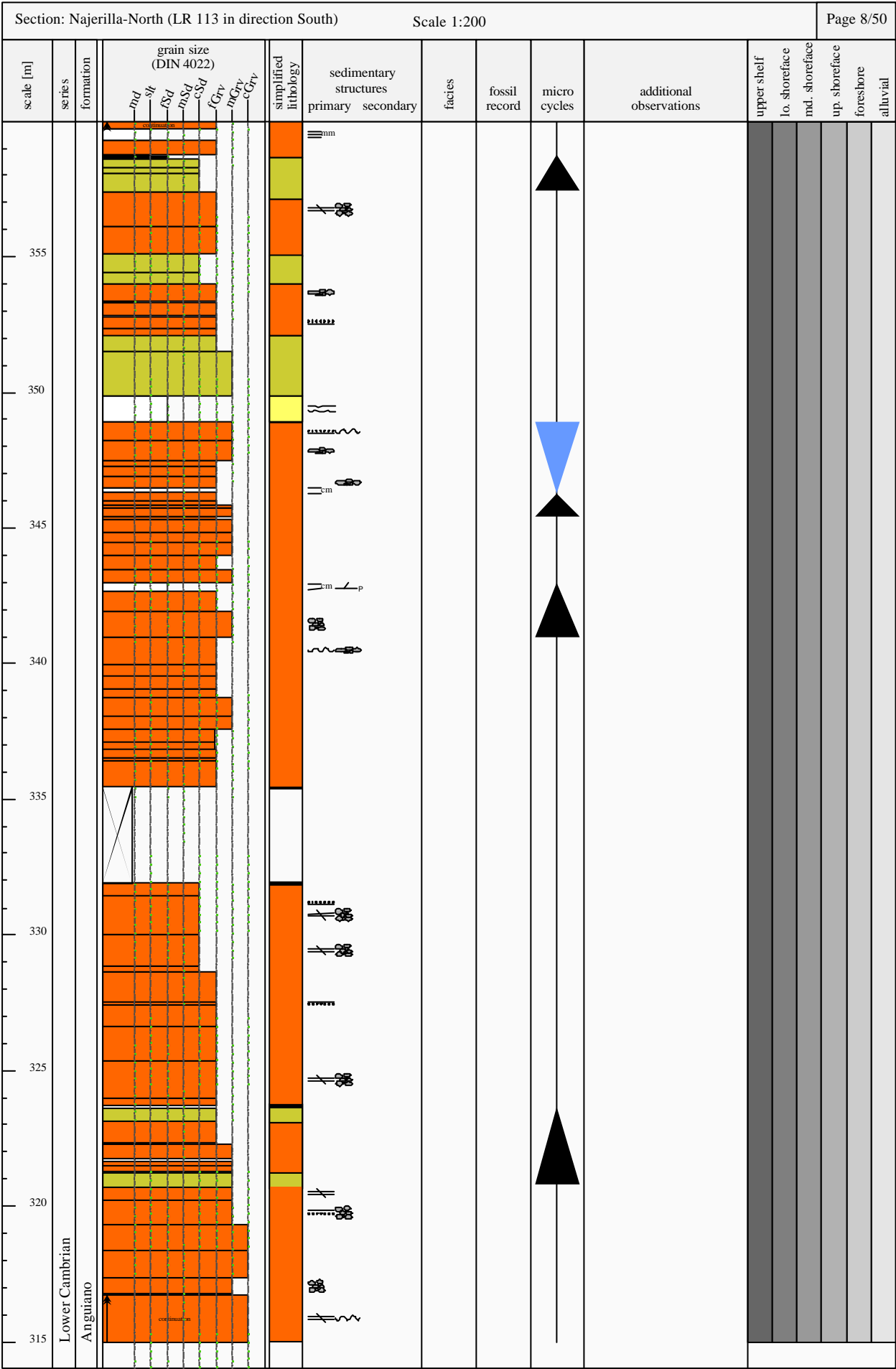




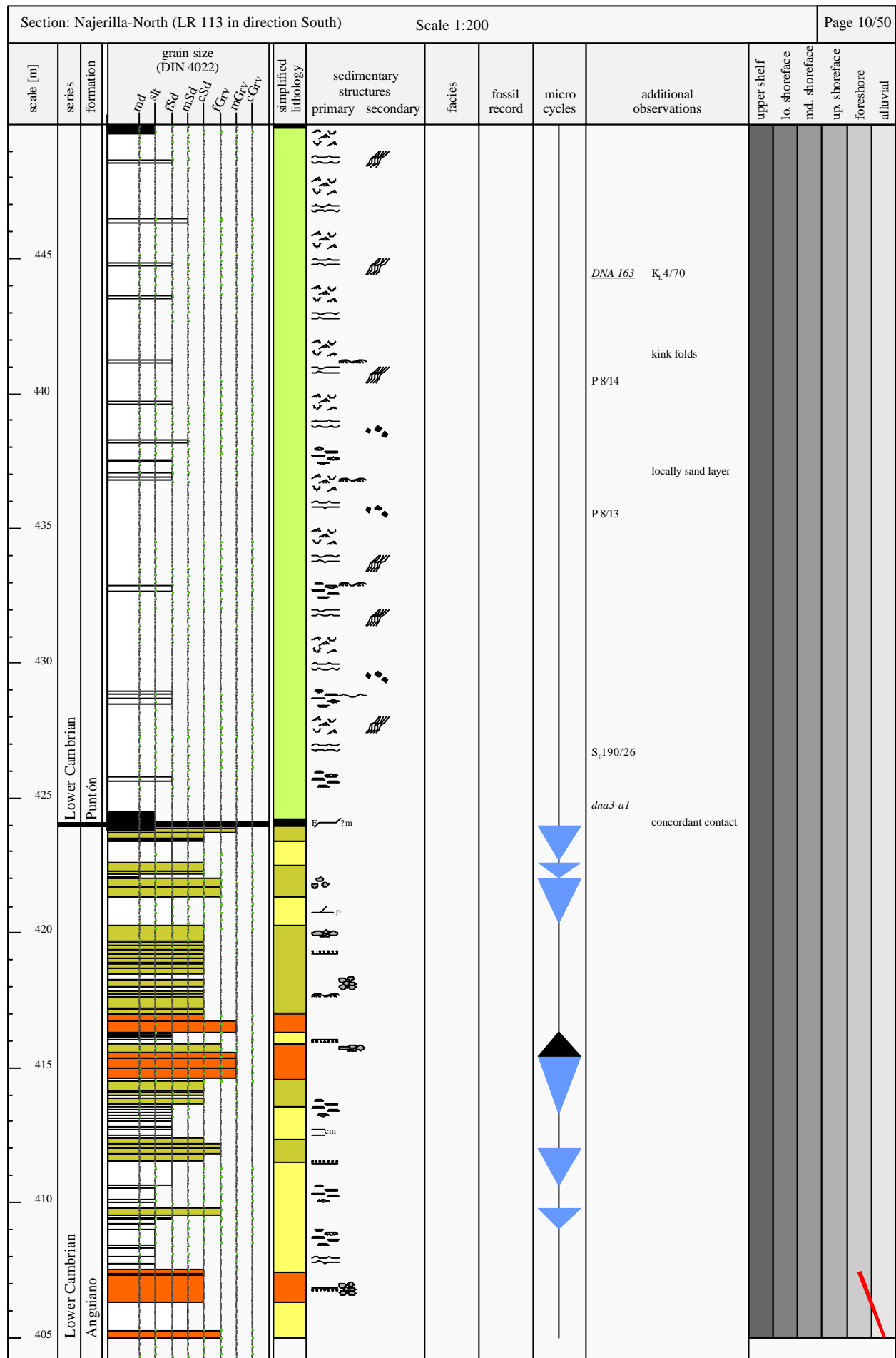


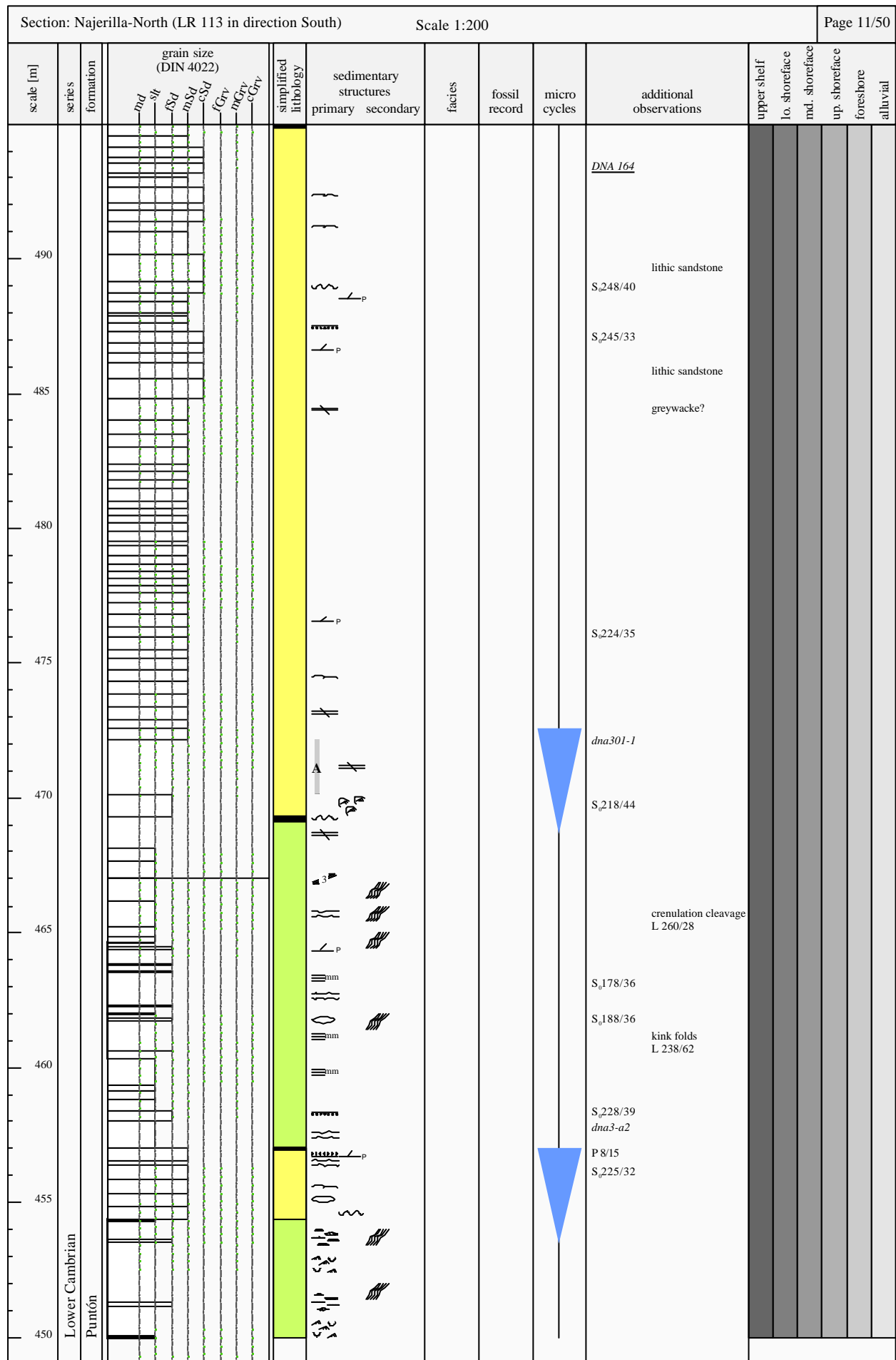
[illegible]



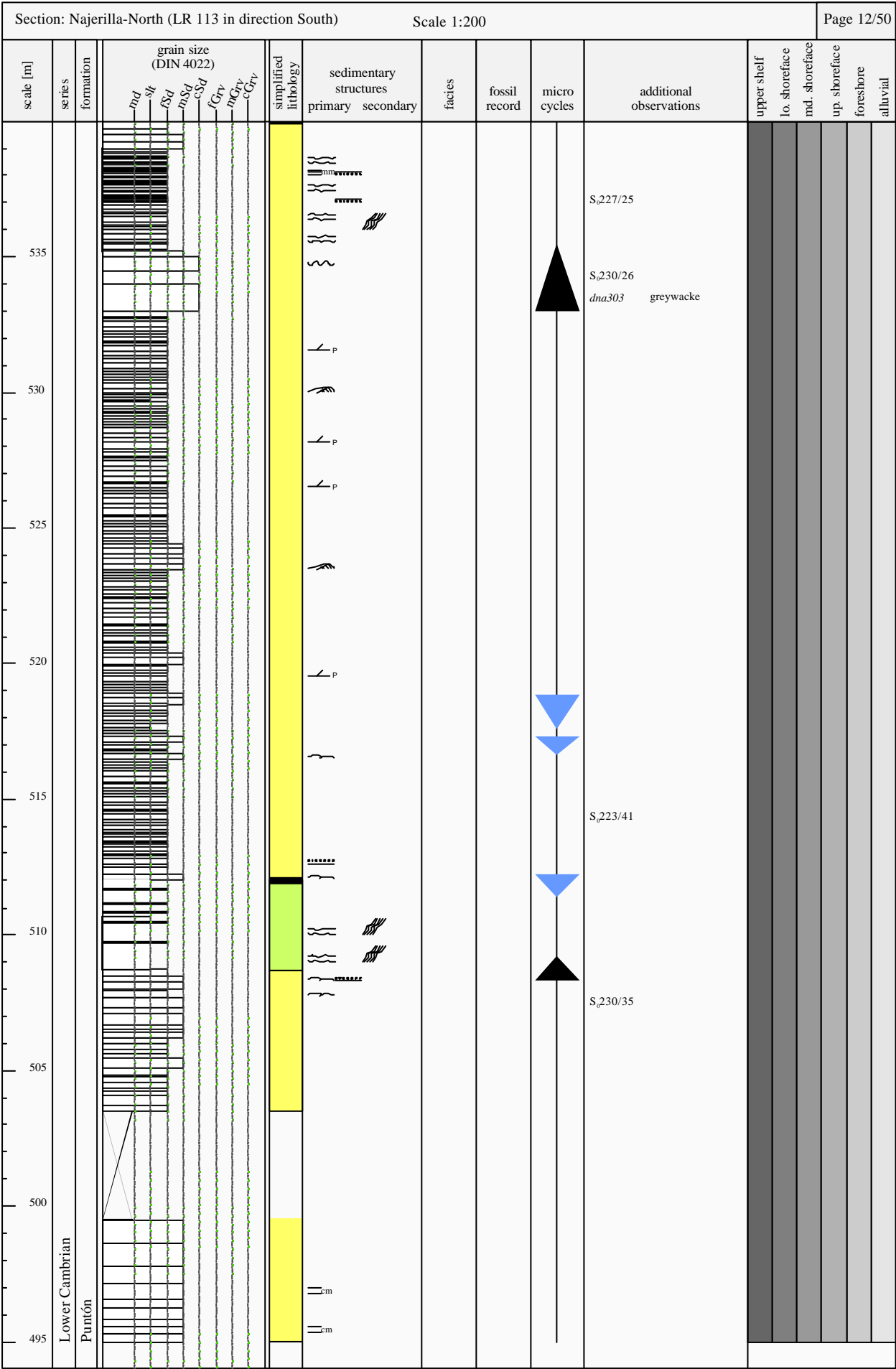


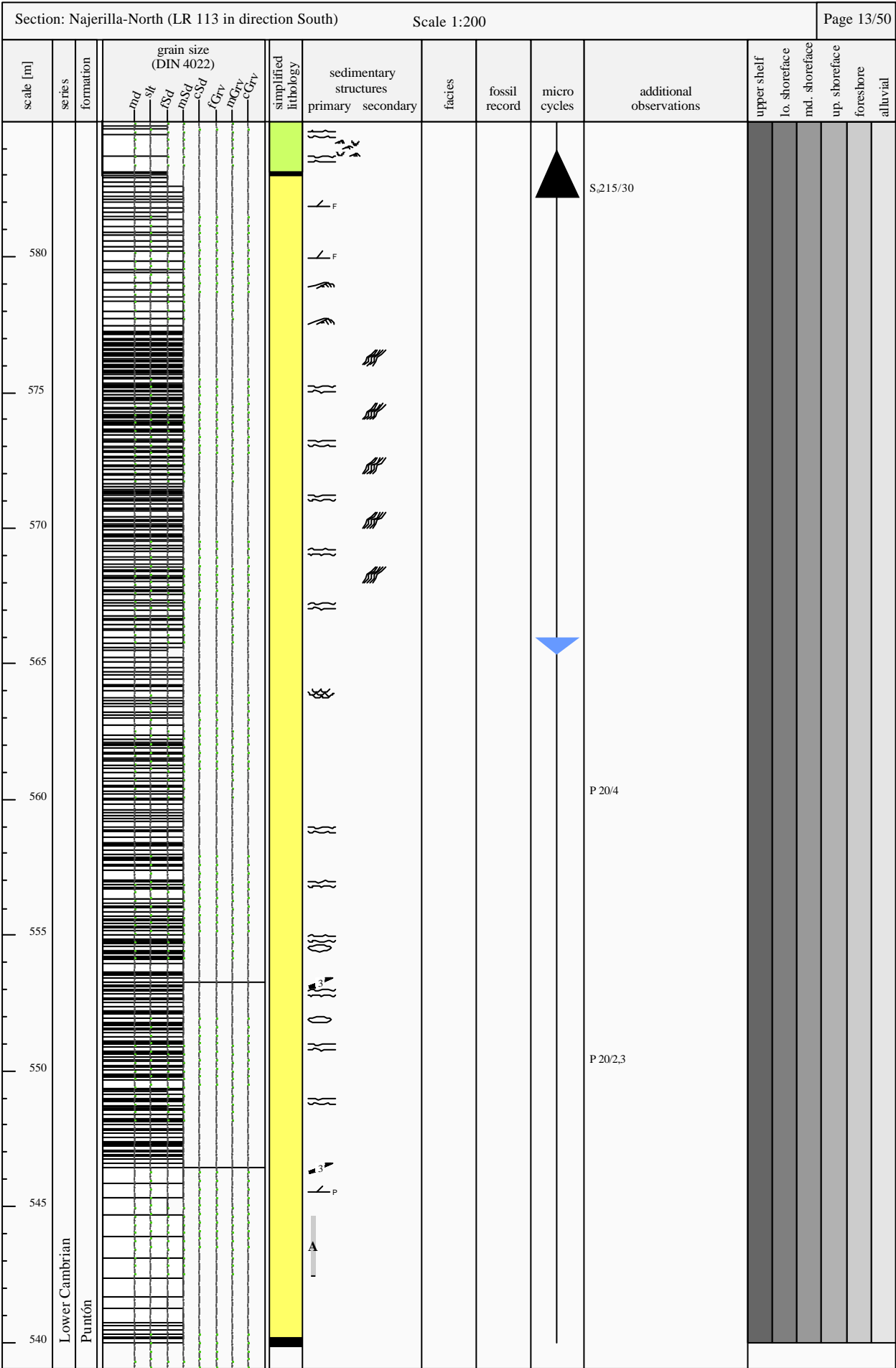
[illegible]



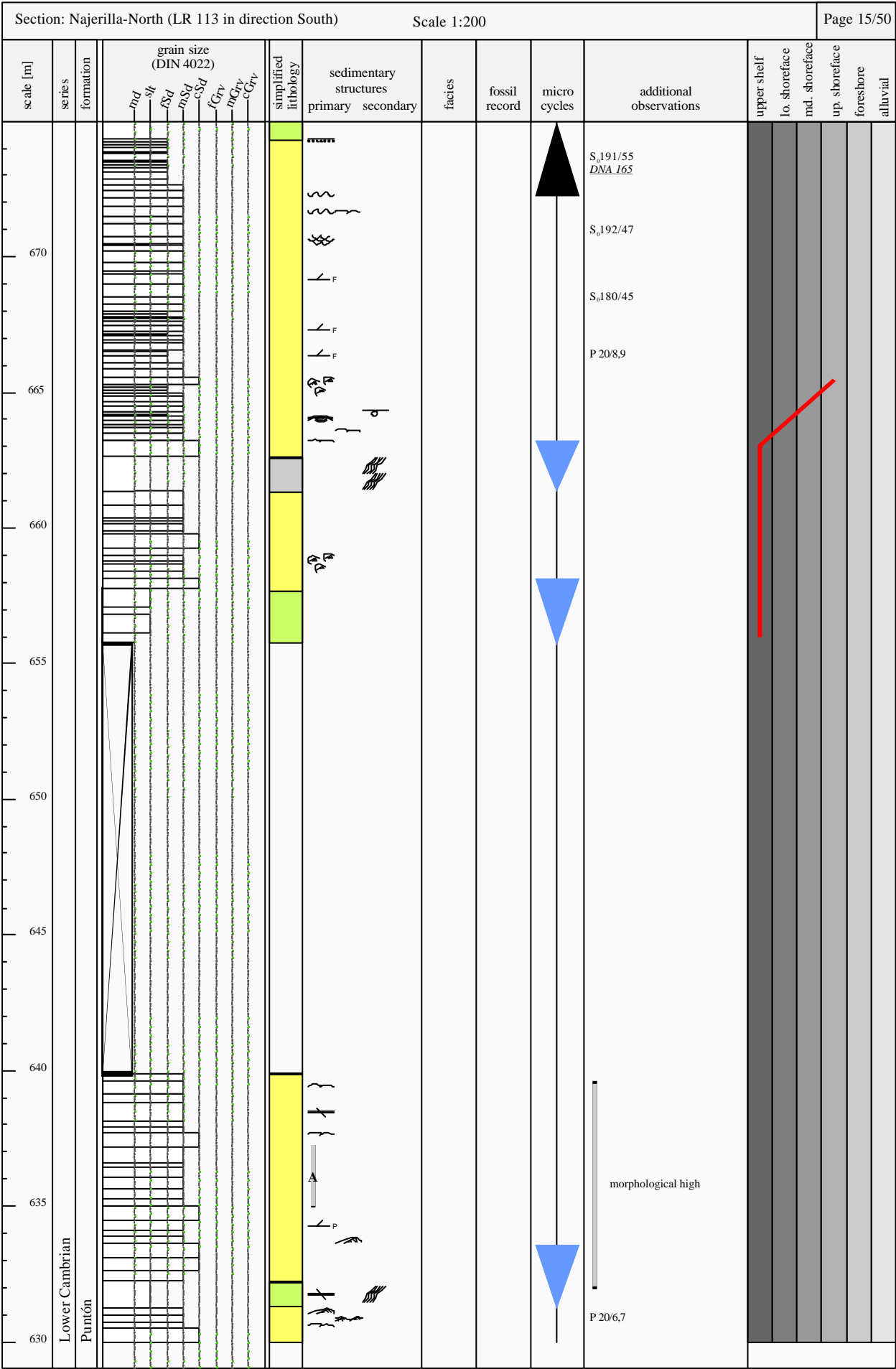


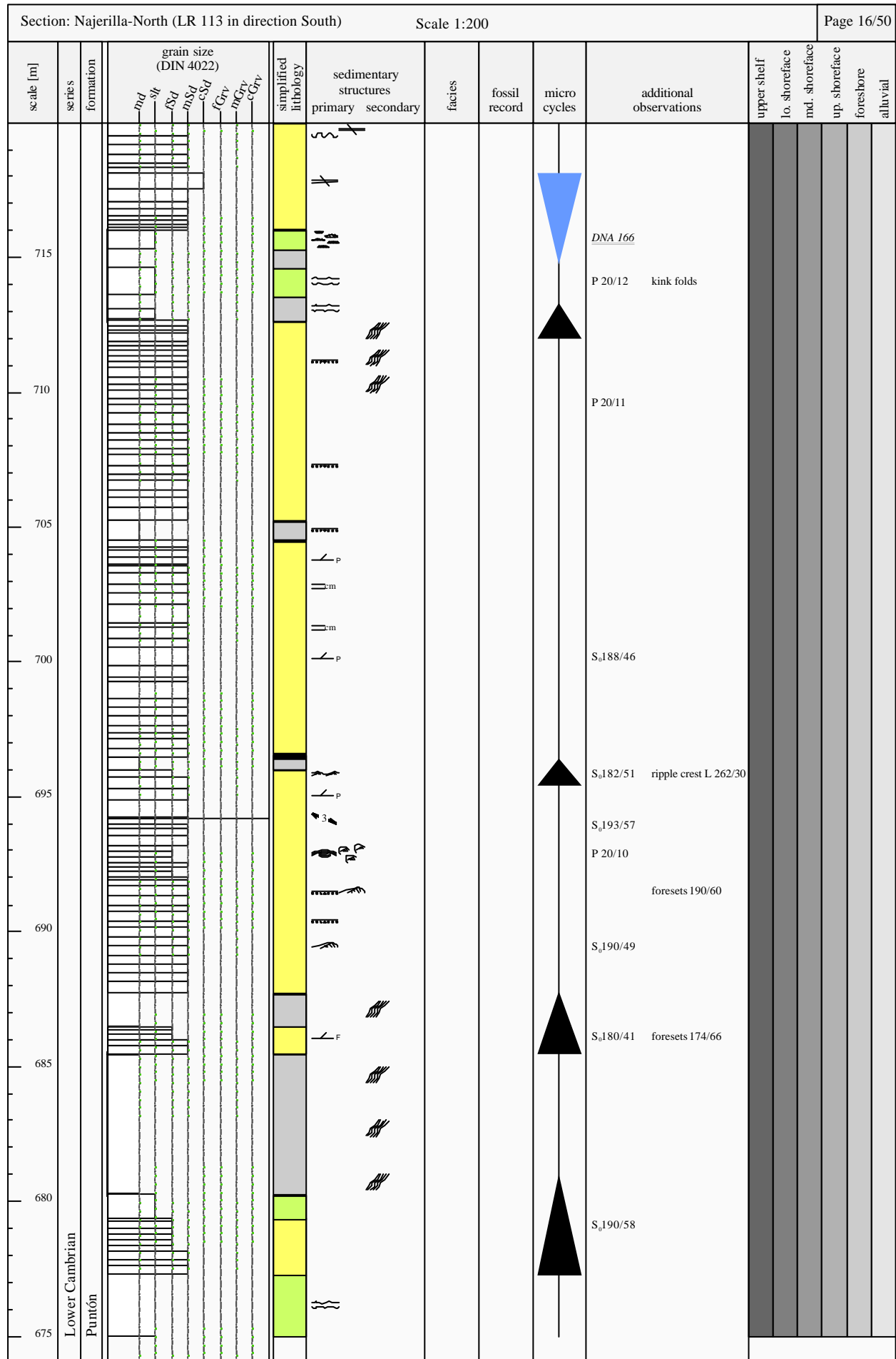


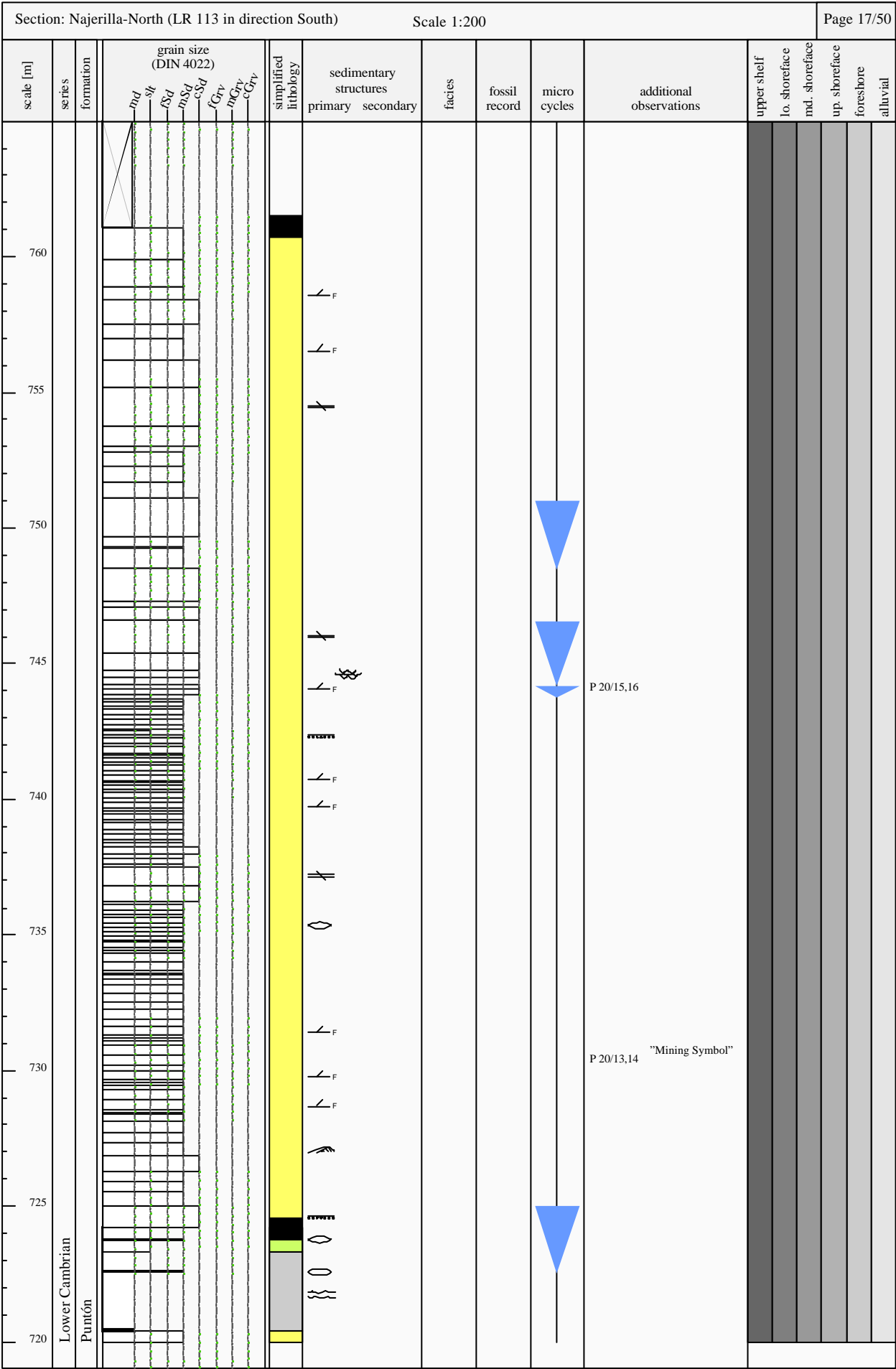


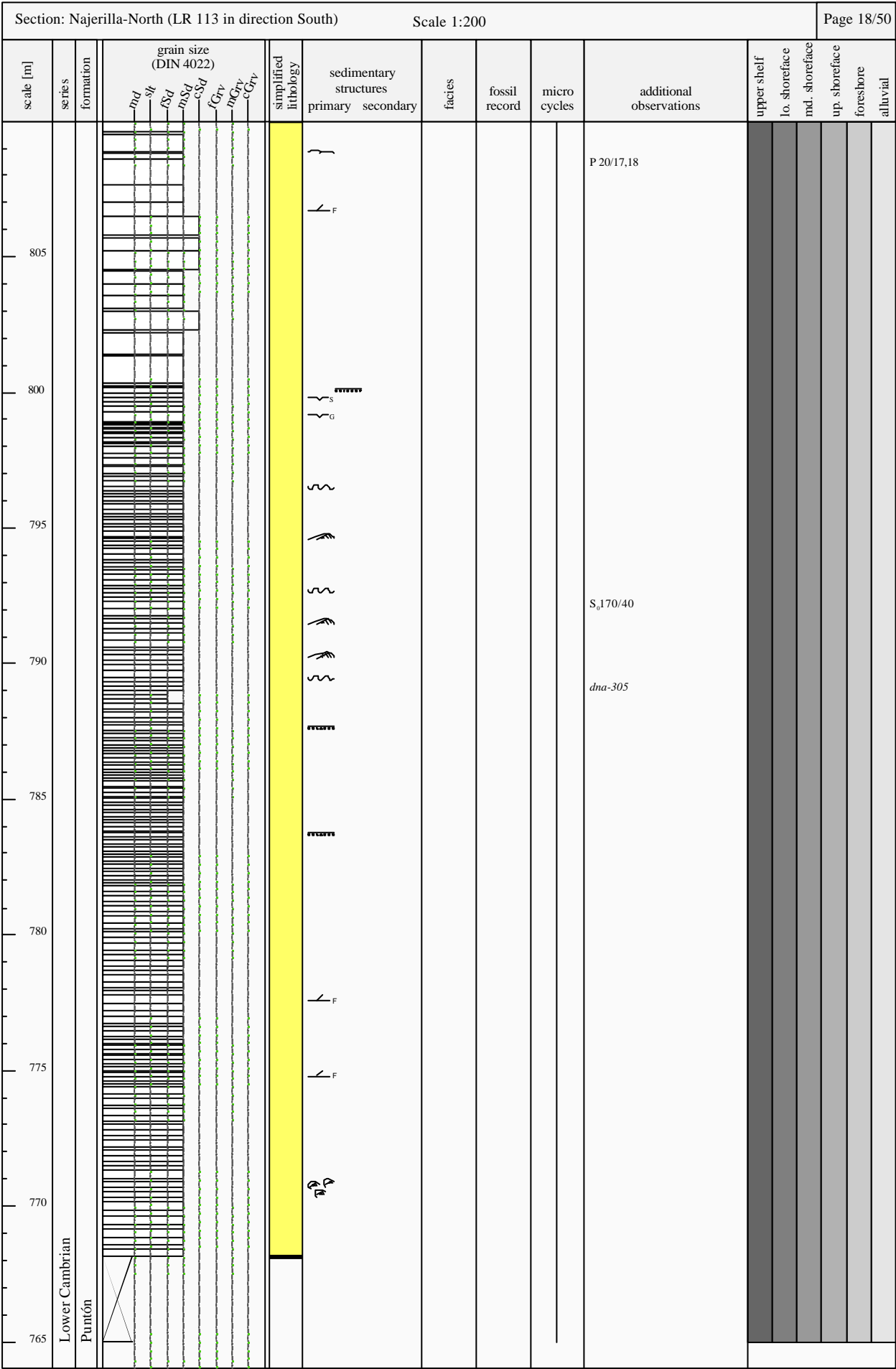


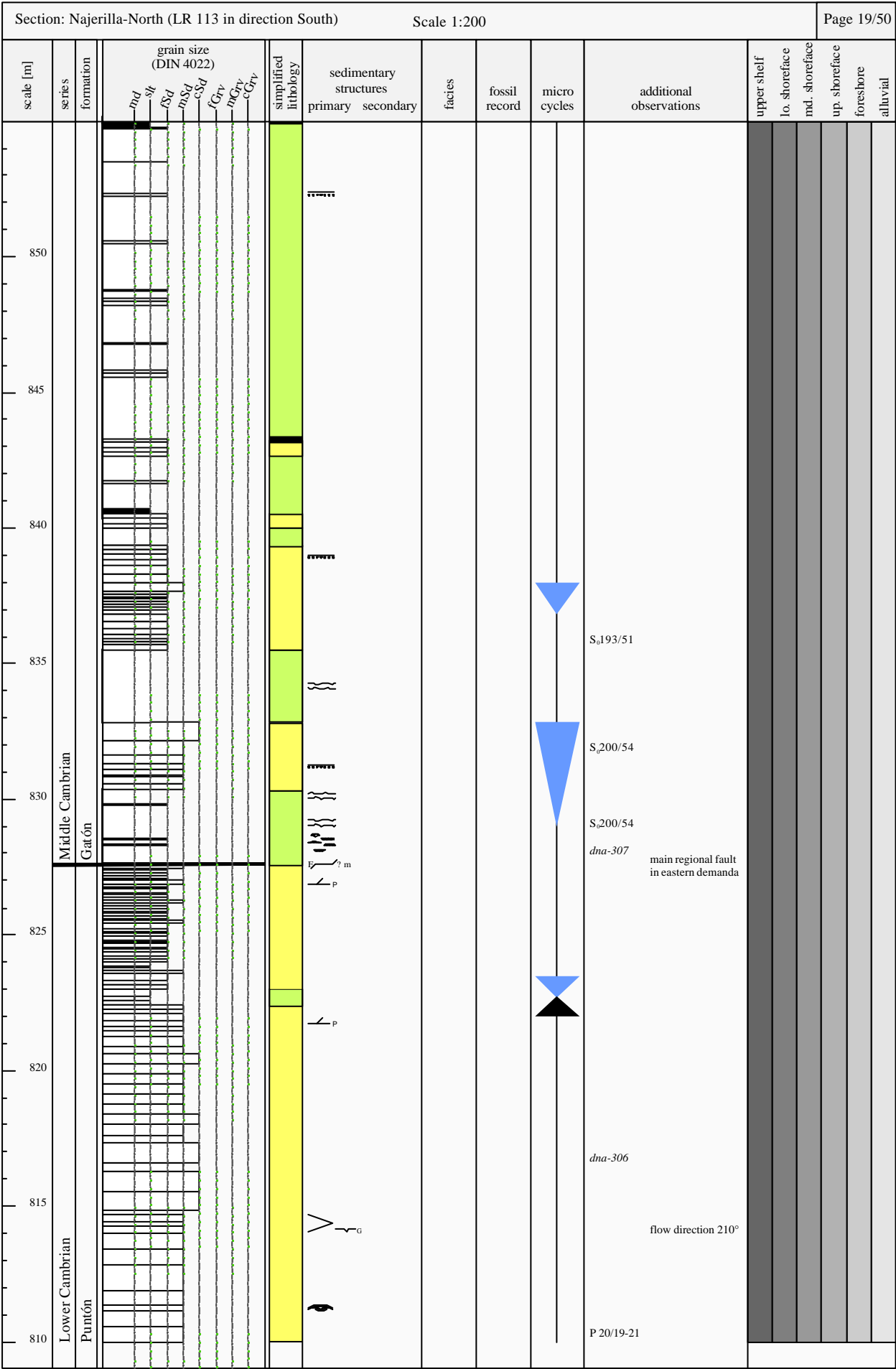
[illegible]





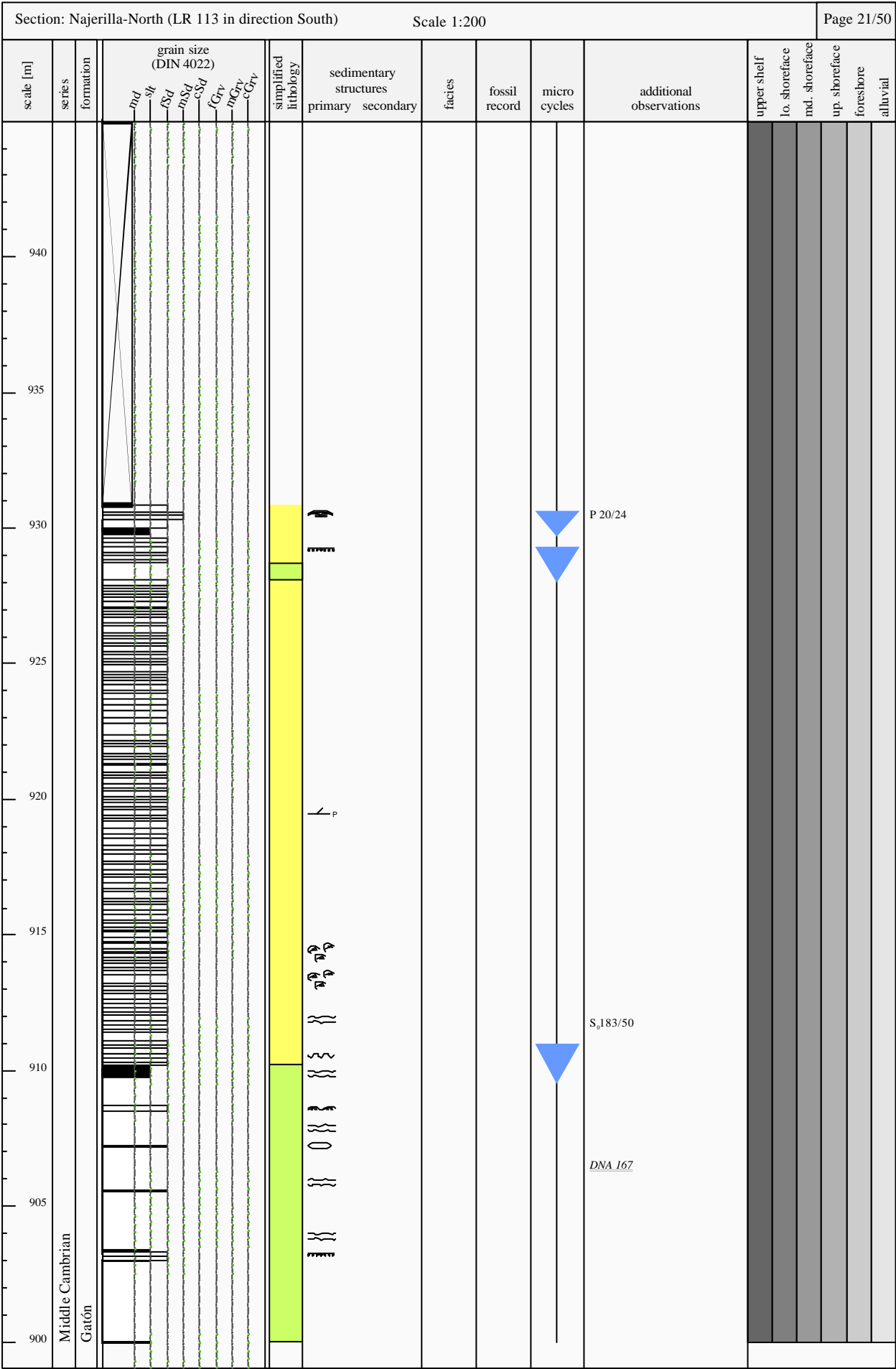












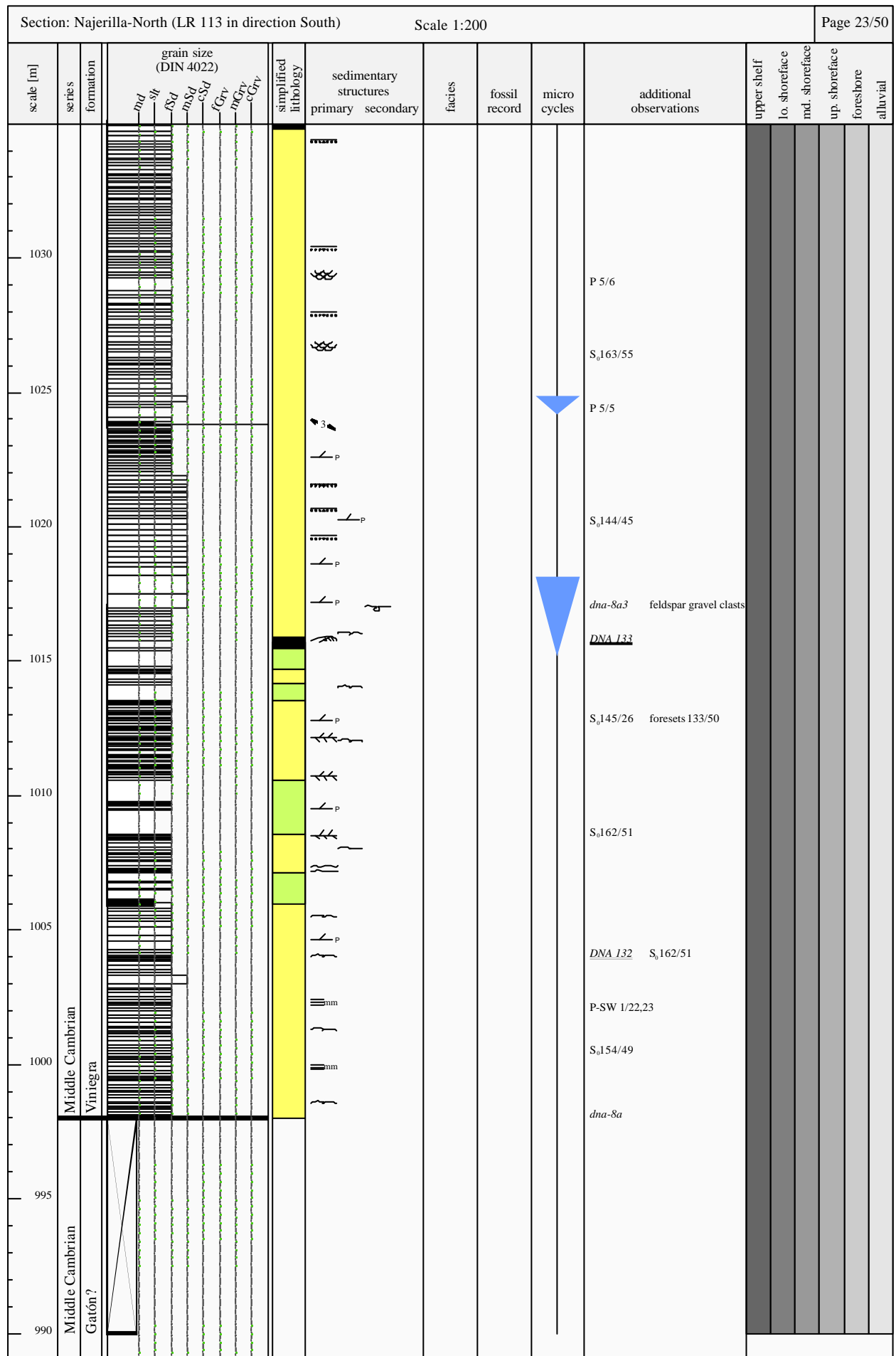


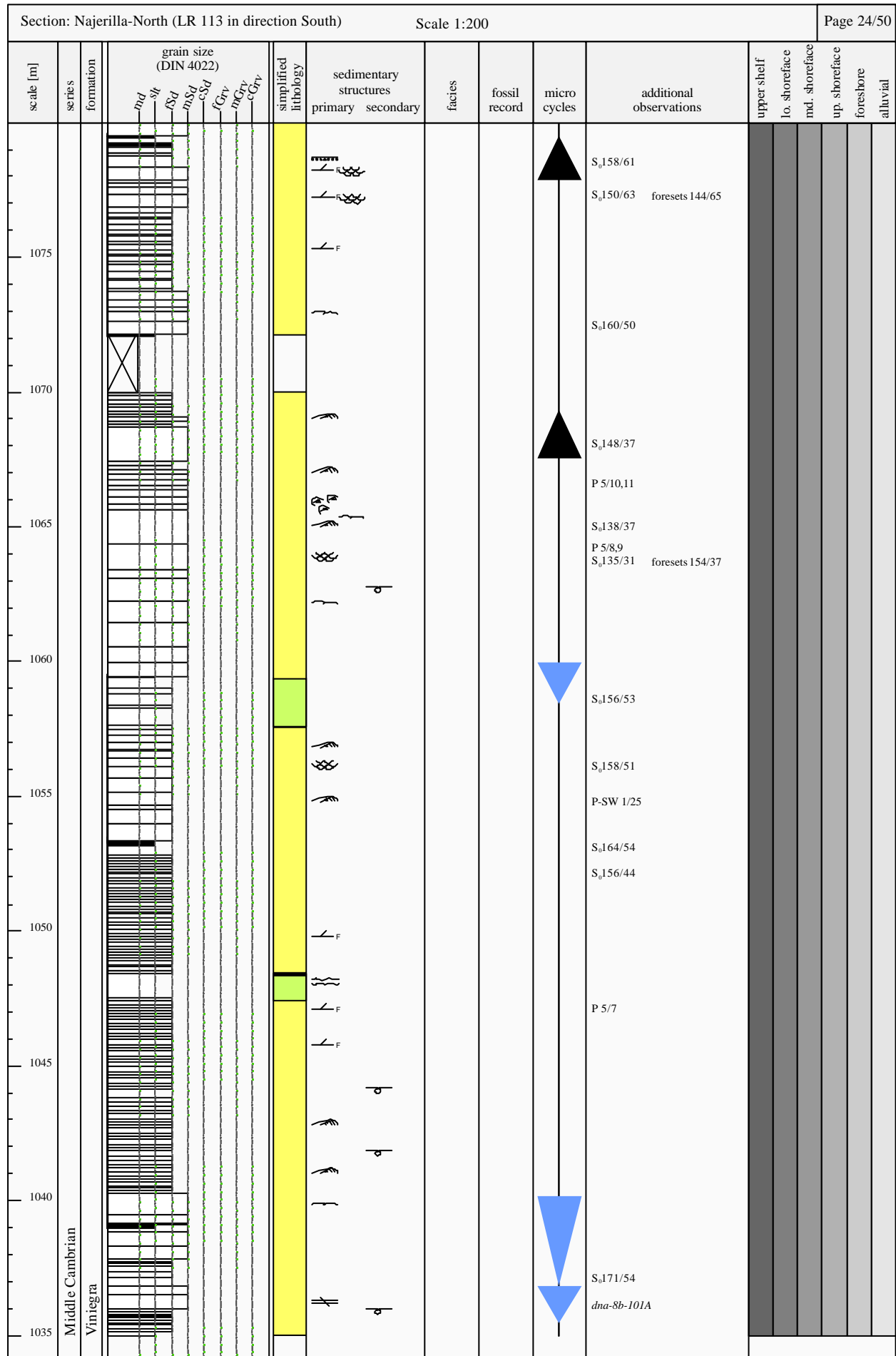






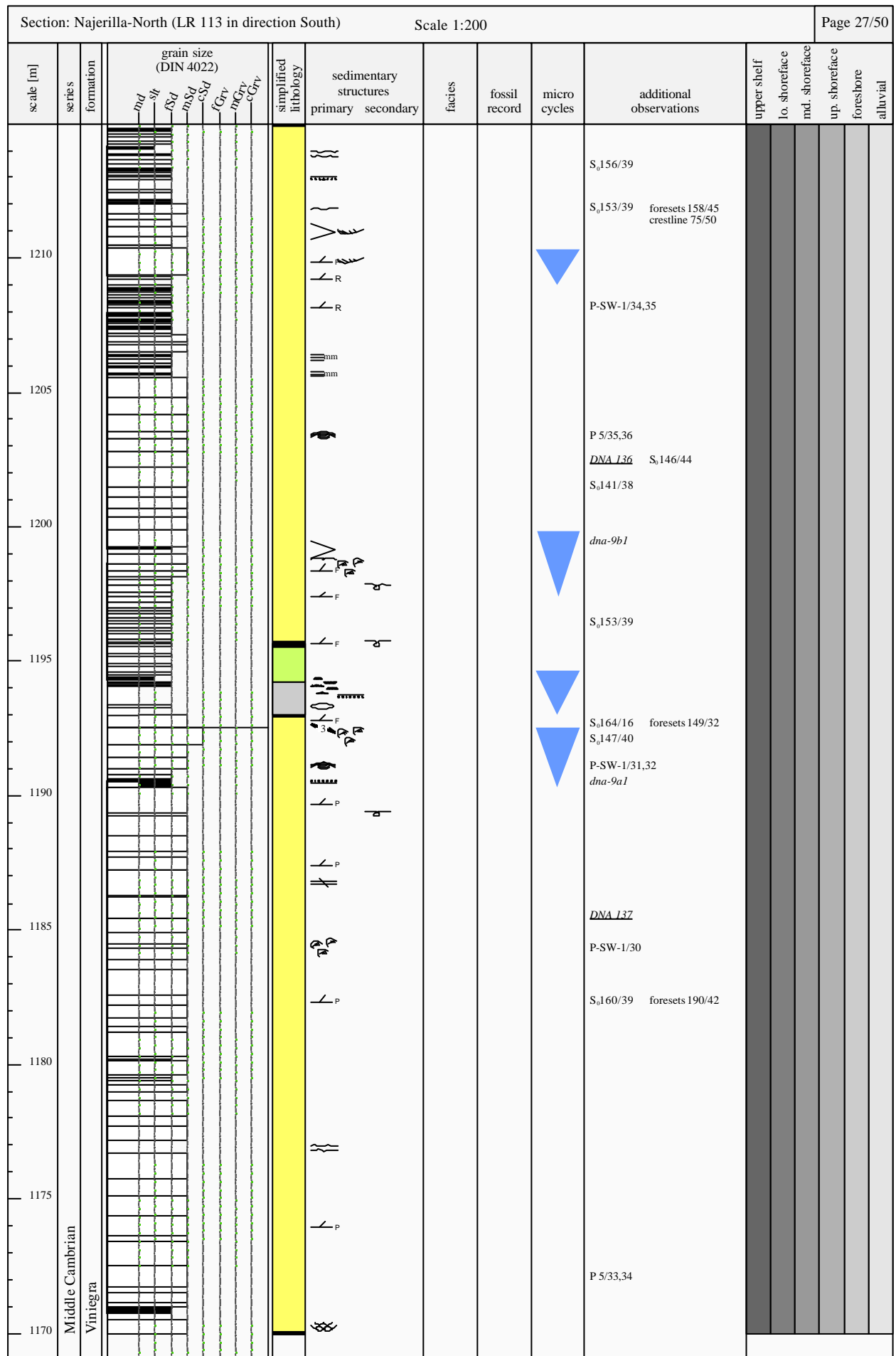
Section: Najerilla-North (LR 113 in direction South)																	Scale 1:200					Page 22/50	
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial	
			md	sl	fsd	msd	csd	fGrv	mGrv		cGrv	primary											secondary
985	Middle Cambrian Gatón ?																						
980																							
975																							
970																							
965																							
960																							
955																							
950																							
945																							



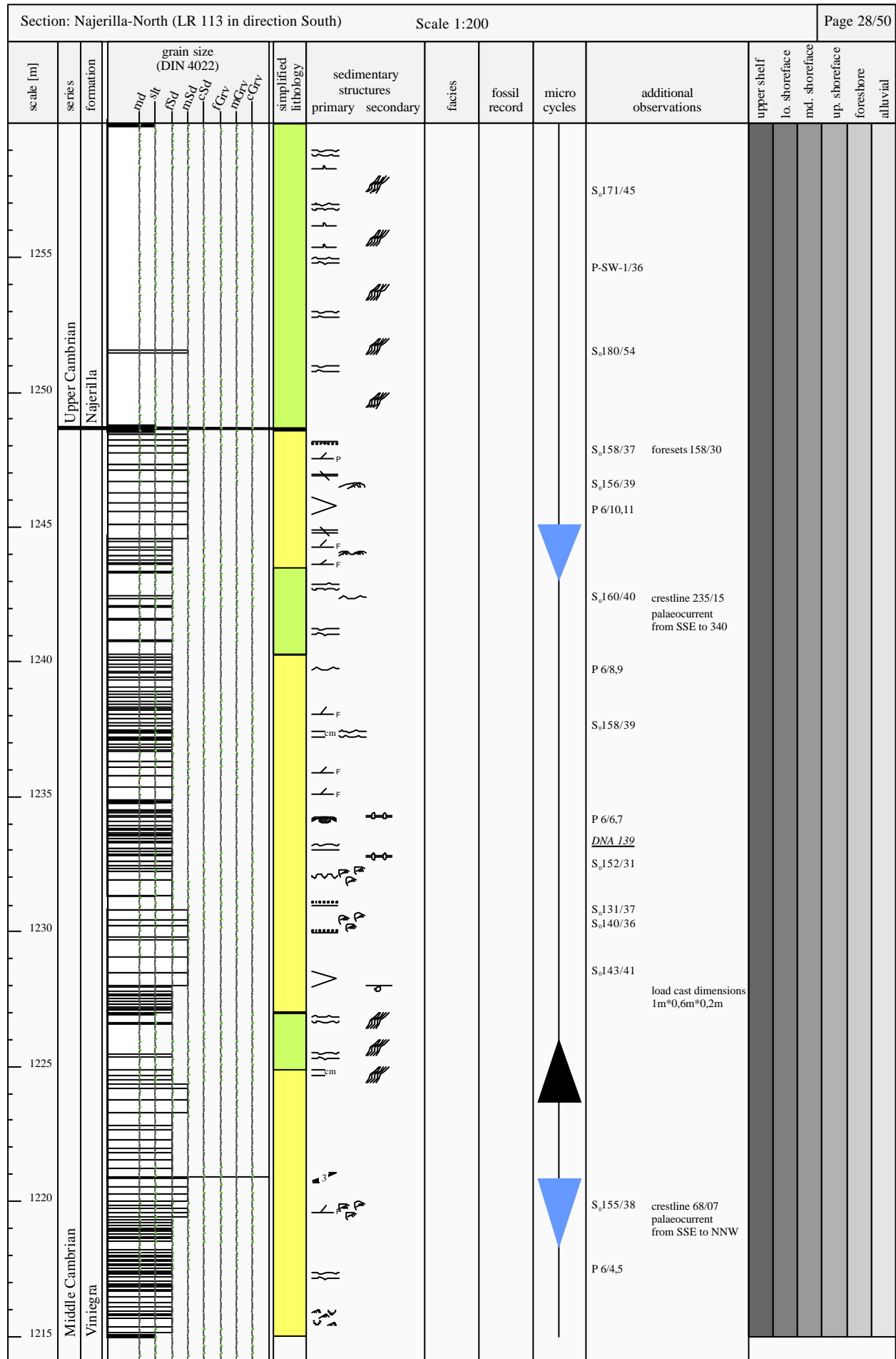


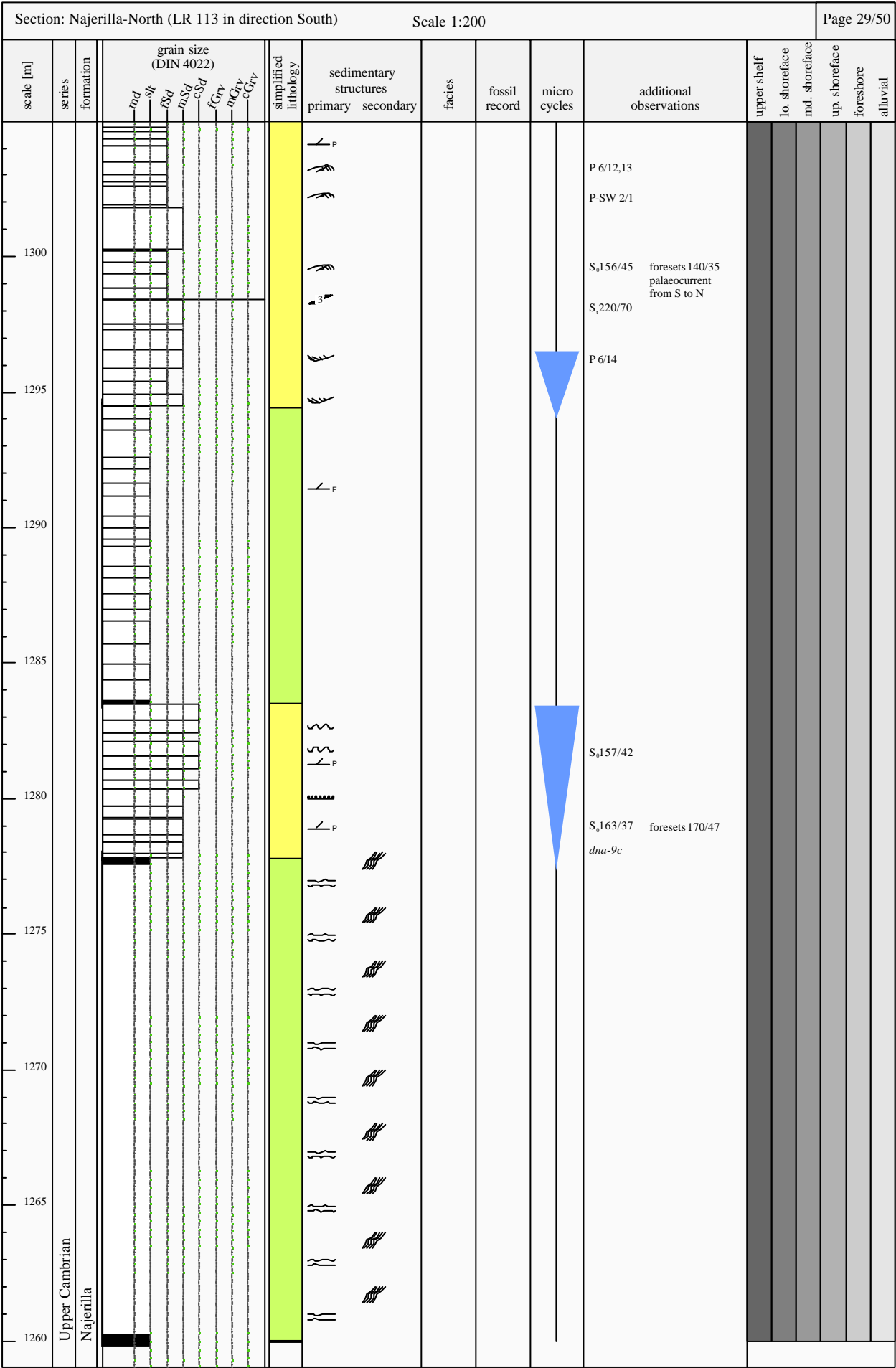


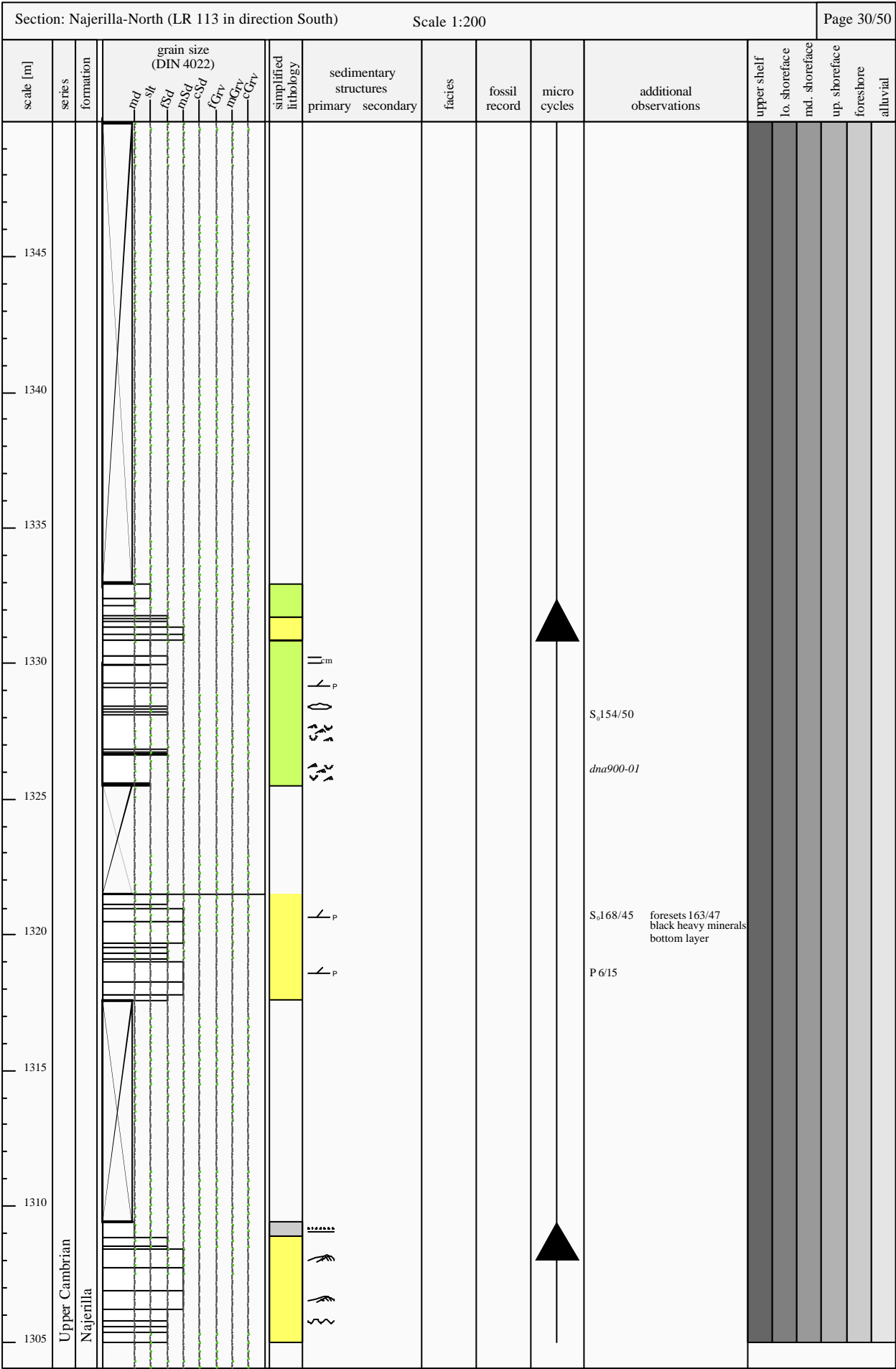




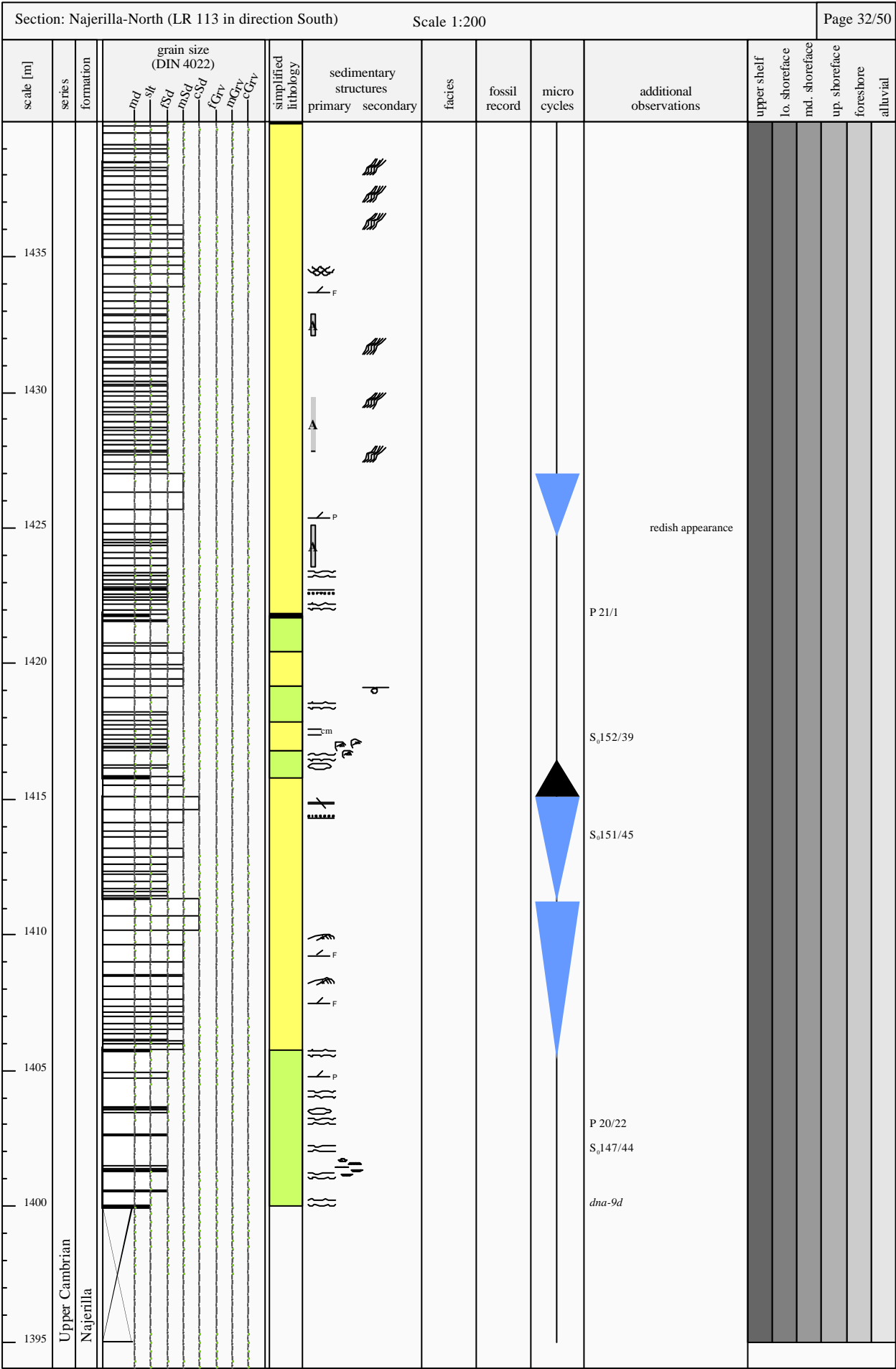




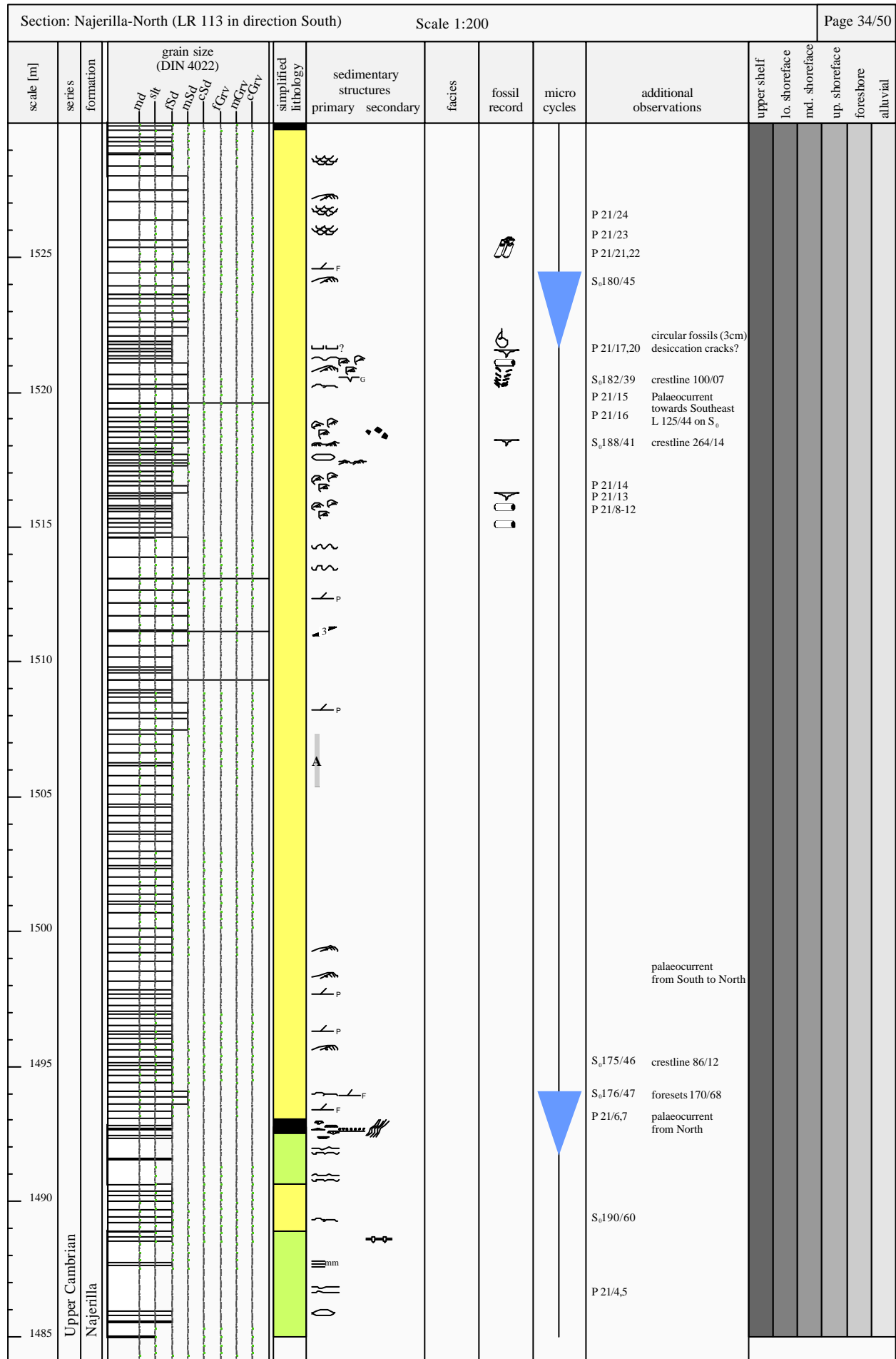


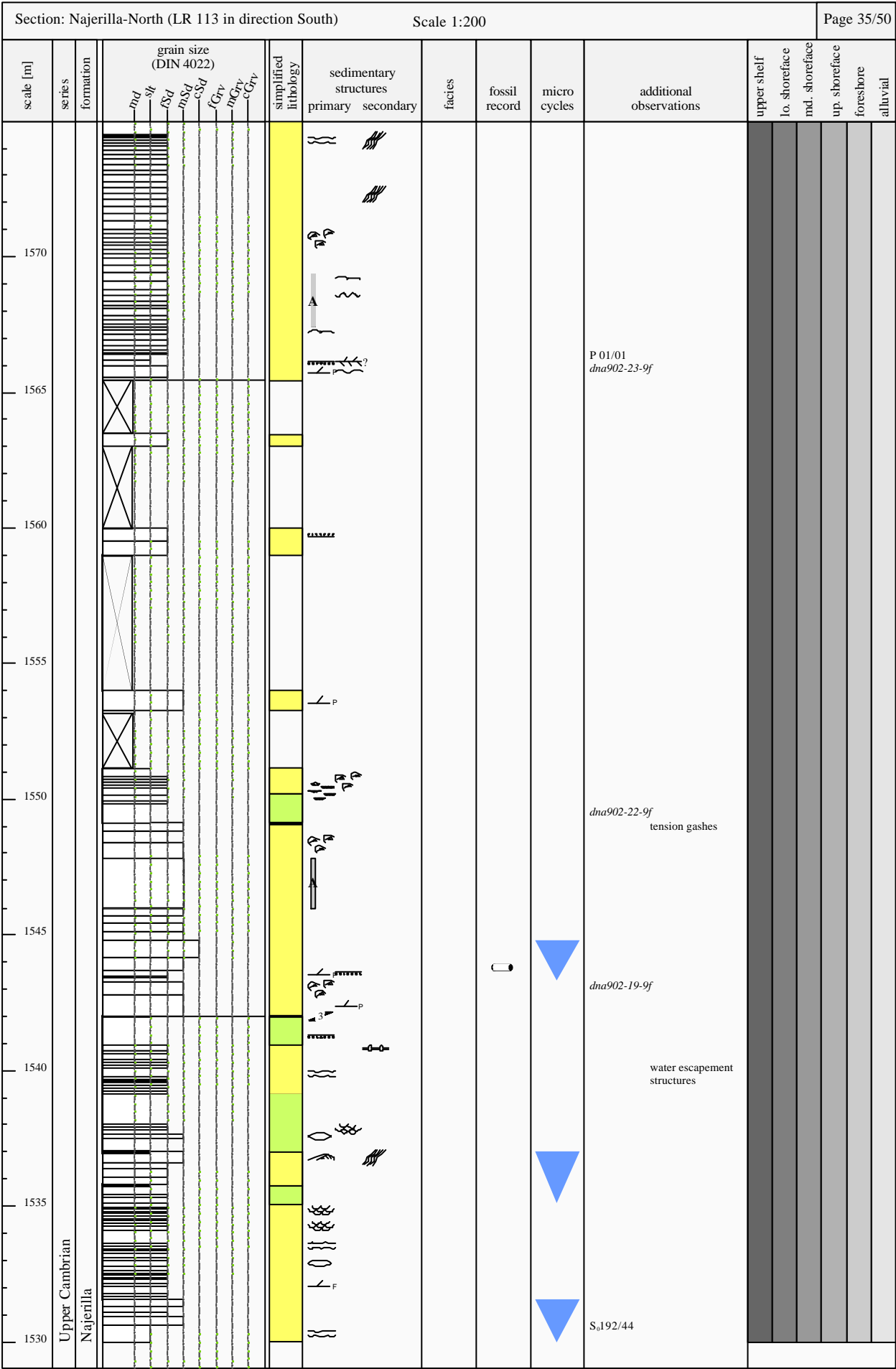






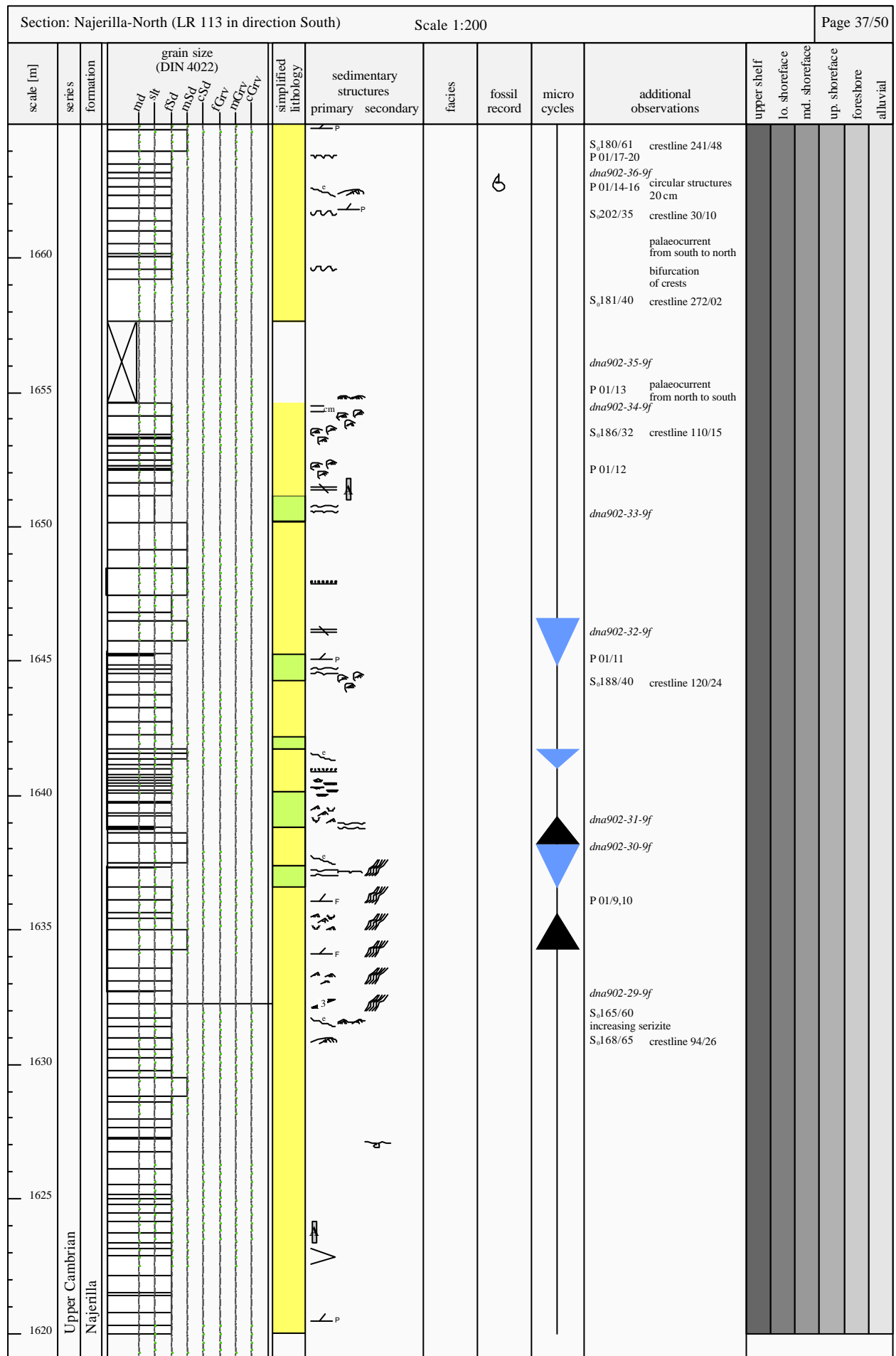
[illegible]

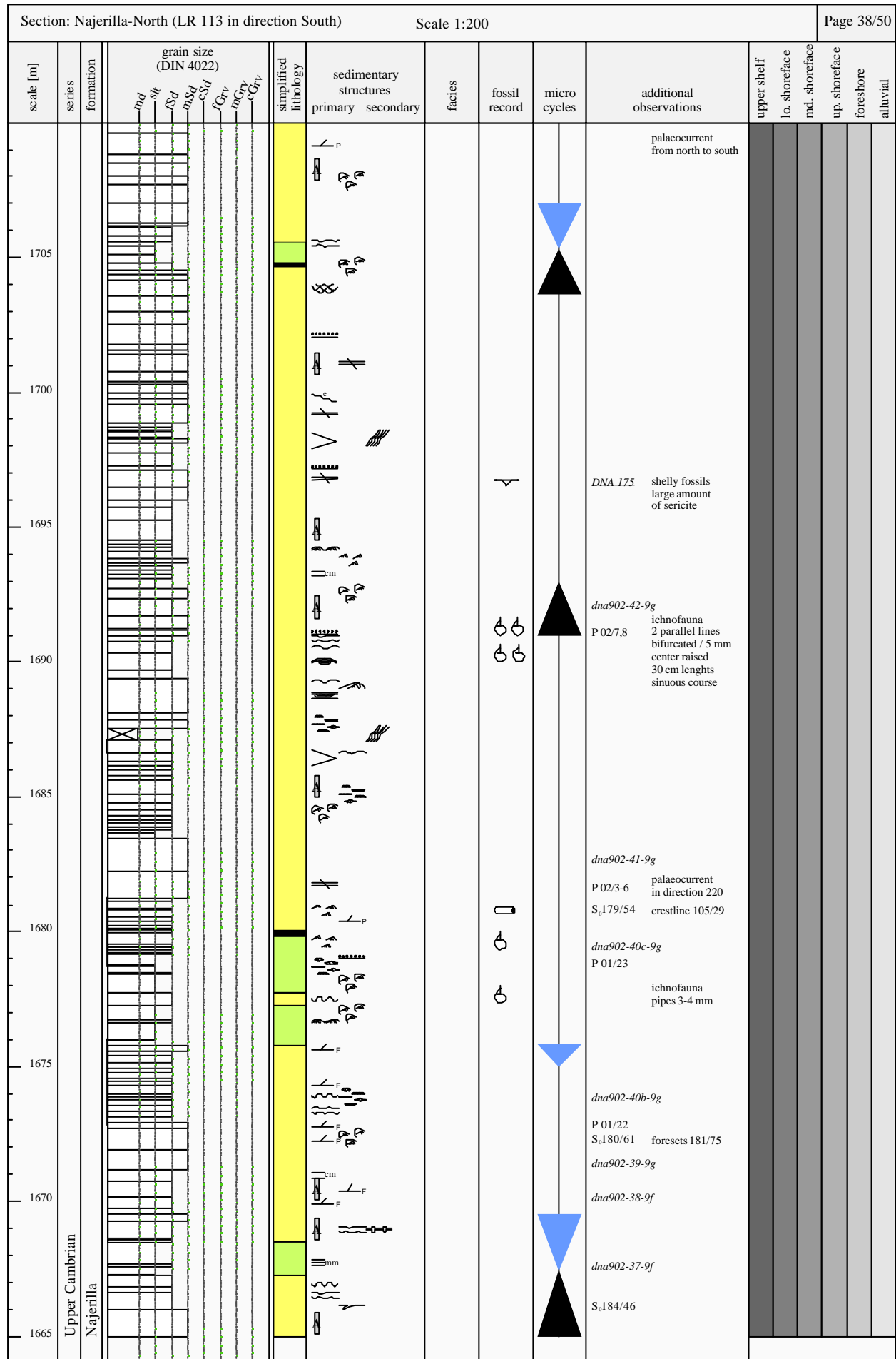


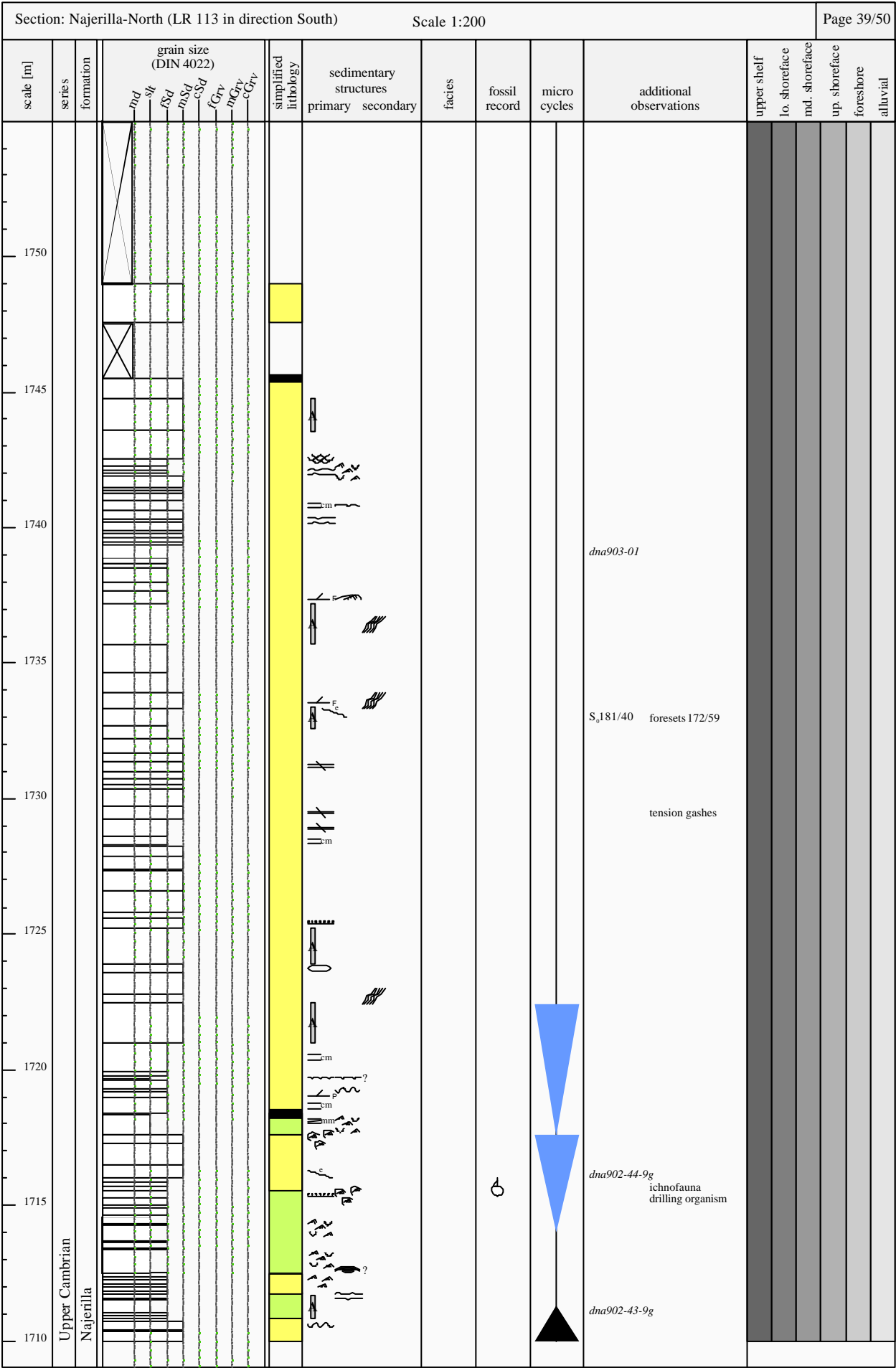


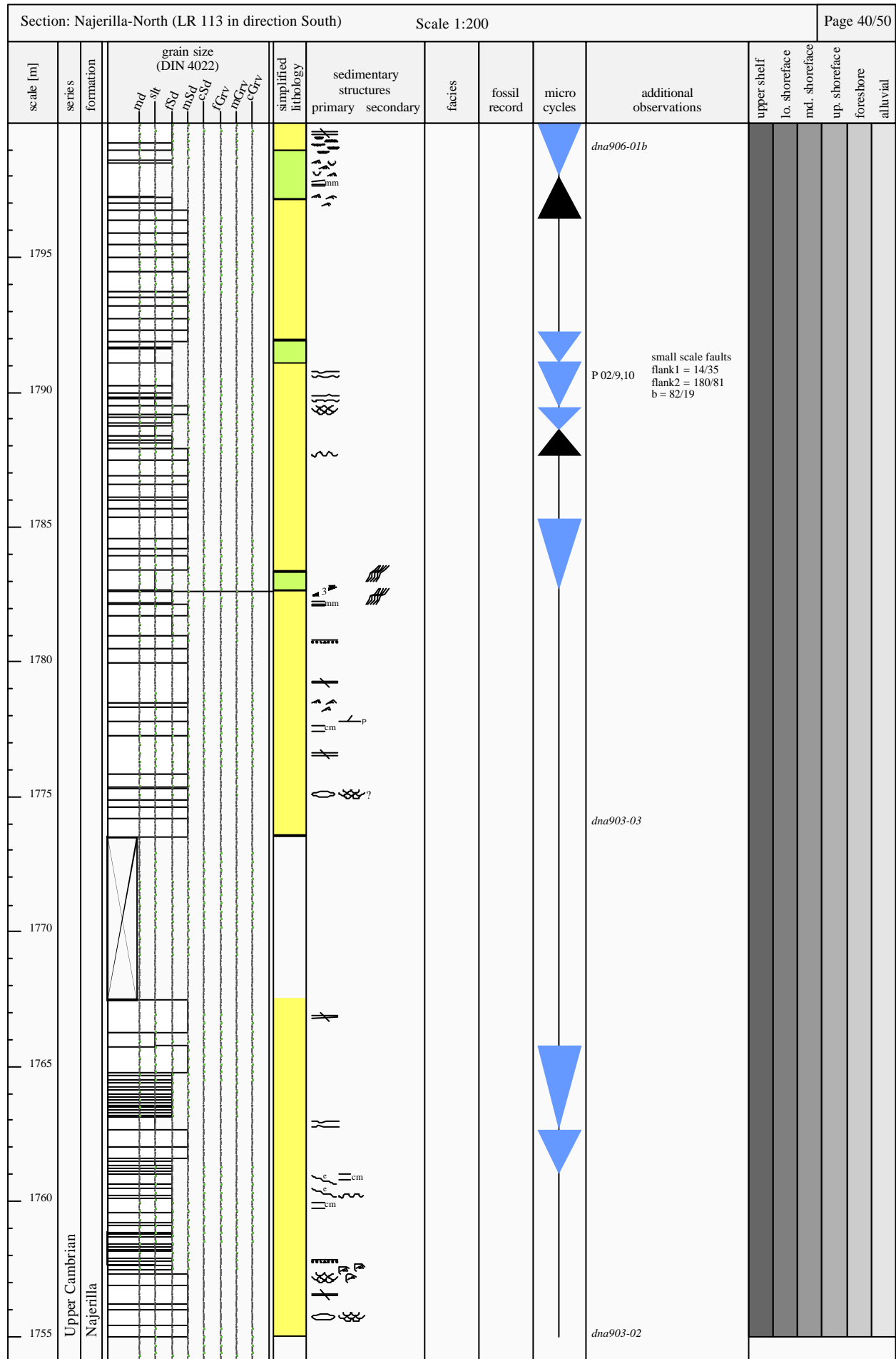


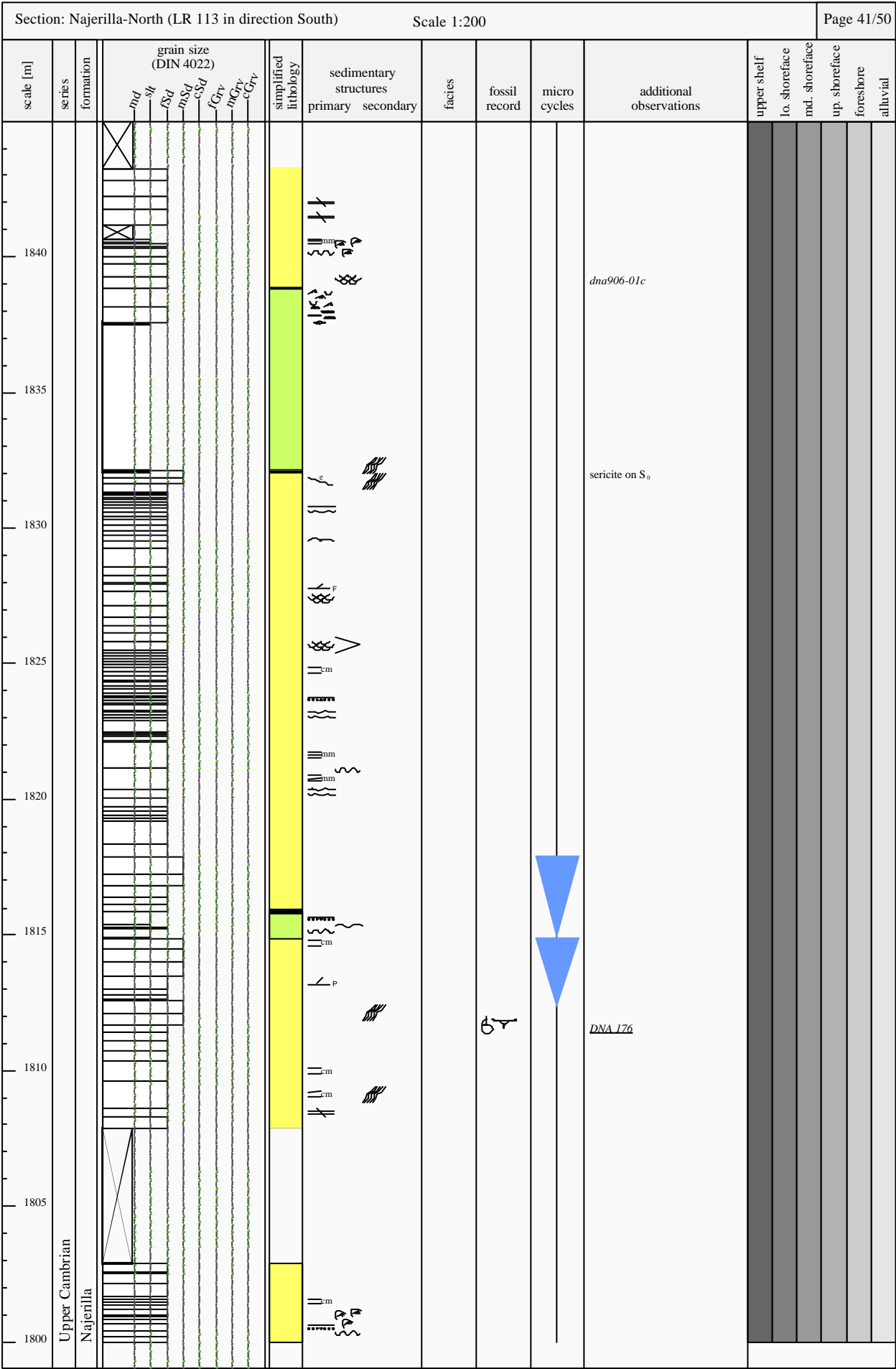
Section: Najerilla-North (LR 113 in direction South)										Scale 1:200		Page 36/50										
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial
			ml	st	ps	msd	csd	fGrv	mGrv		cGrv	primary										
1615	Upper Cambrian	Najerilla														<i>dna902-28-9f</i>						
1610																						
1605																						
1600																						
1595																						
1590																						
1585																						
1580																						
1575																						

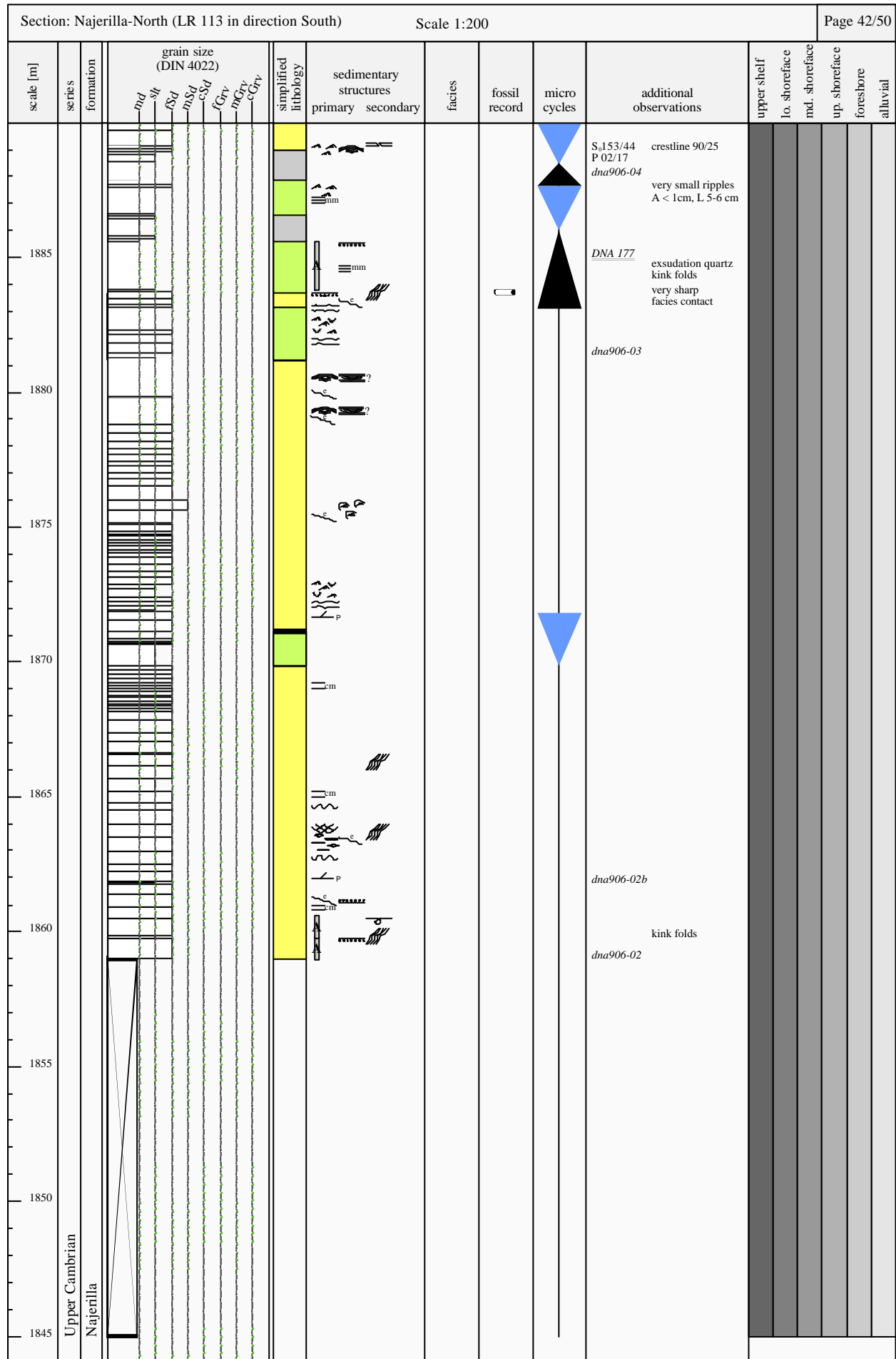


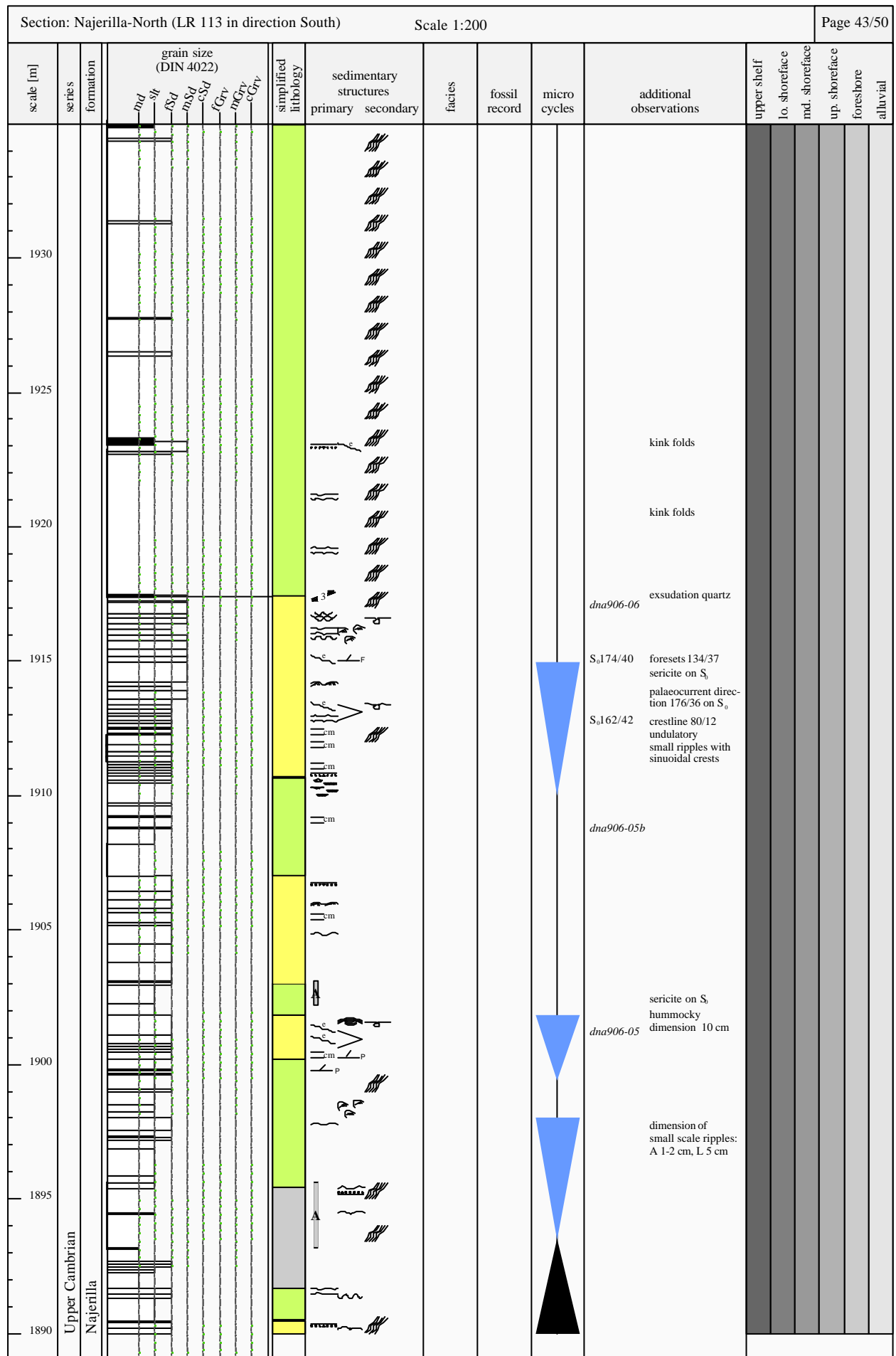








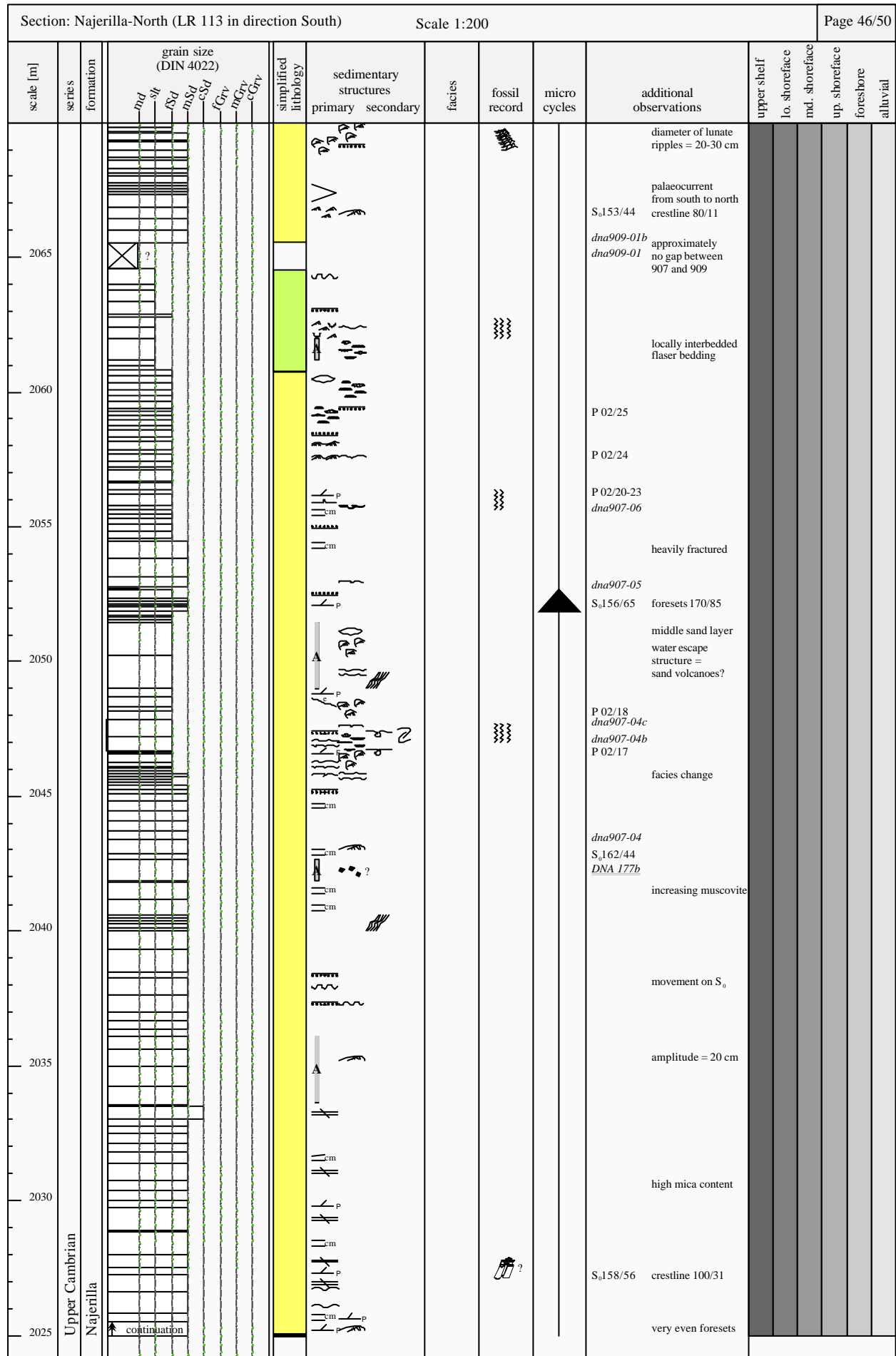


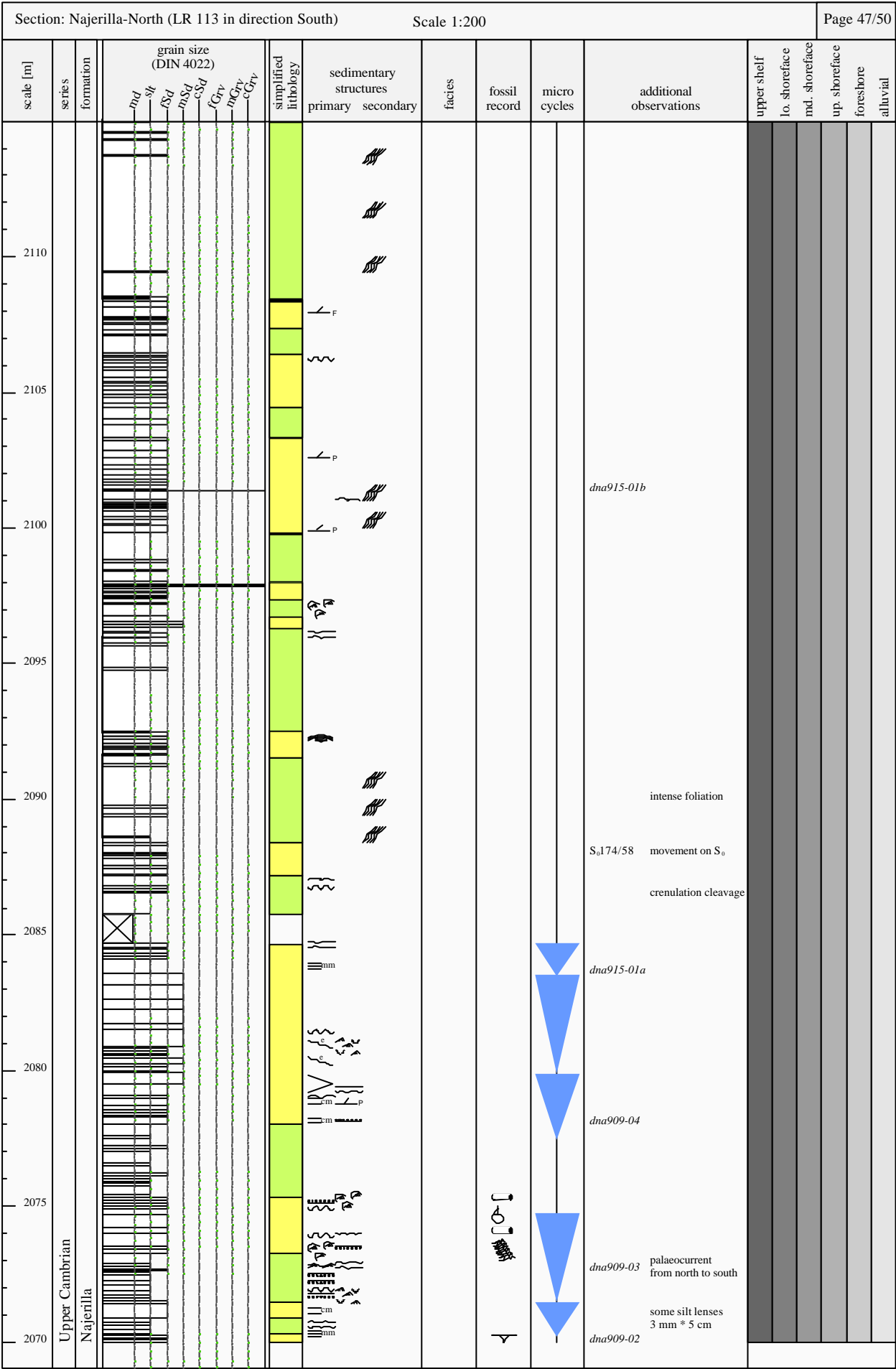


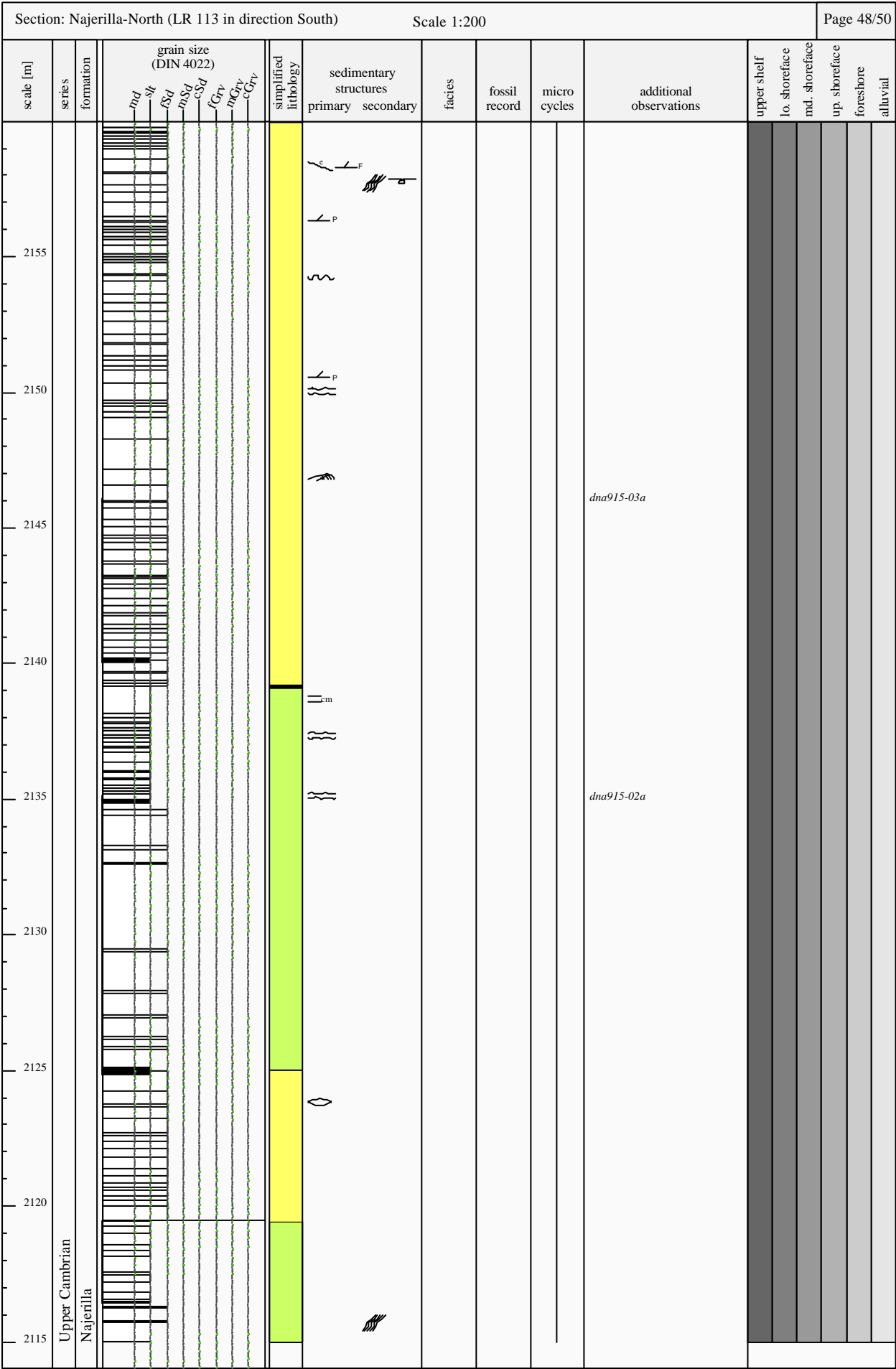


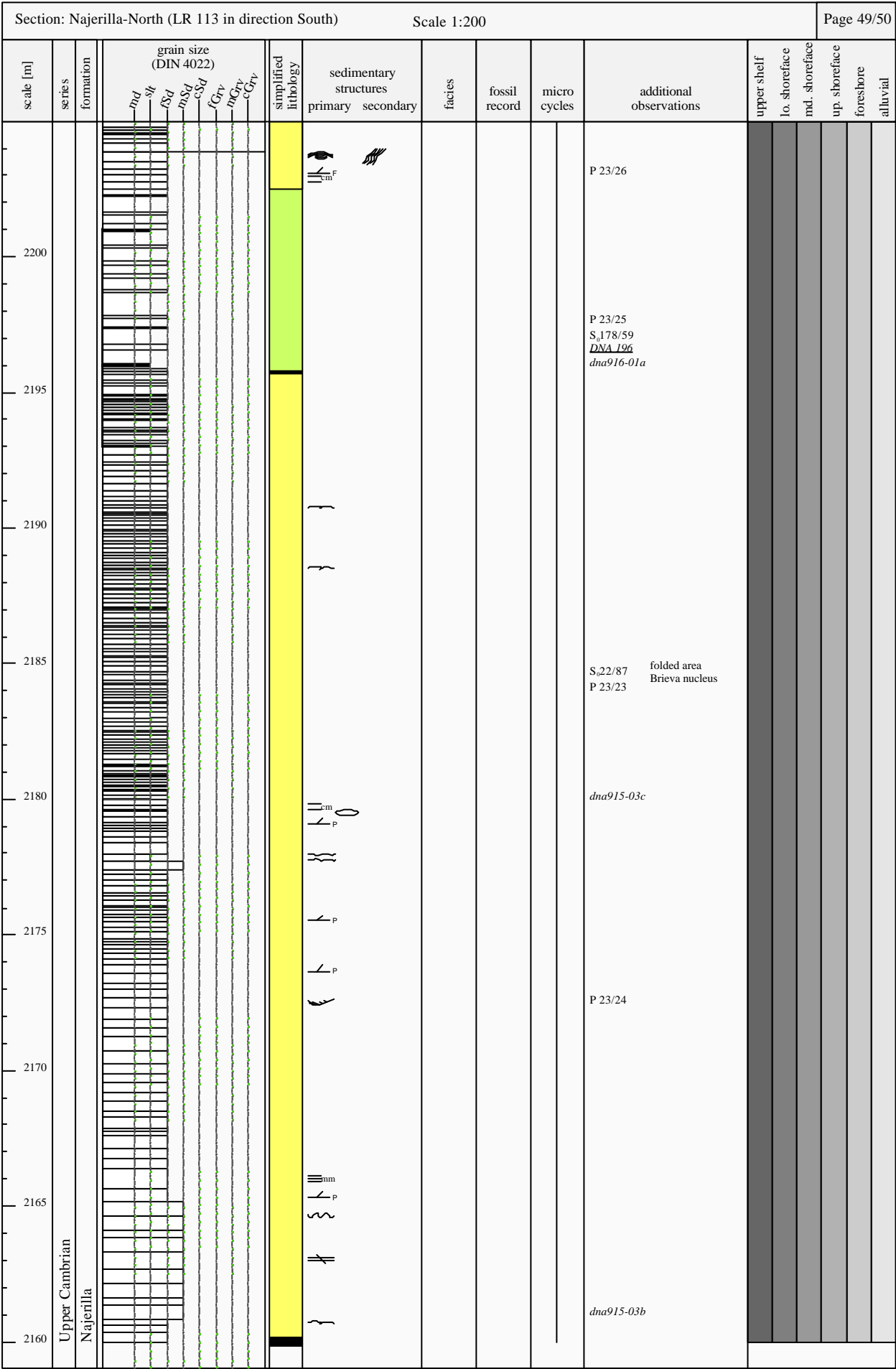
Section: Najerilla-North (LR 113 in direction South)											Scale 1:200		Page 44/50									
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial
			md	sl	fsd	msd	csd	fGrv	mGrv		cGrv	primary										
1975	Upper Cambrian	Najerilla																				
1970																						
1965																						
1960																						
1955																						
1950																						
1945																						
1940																						
1935																						

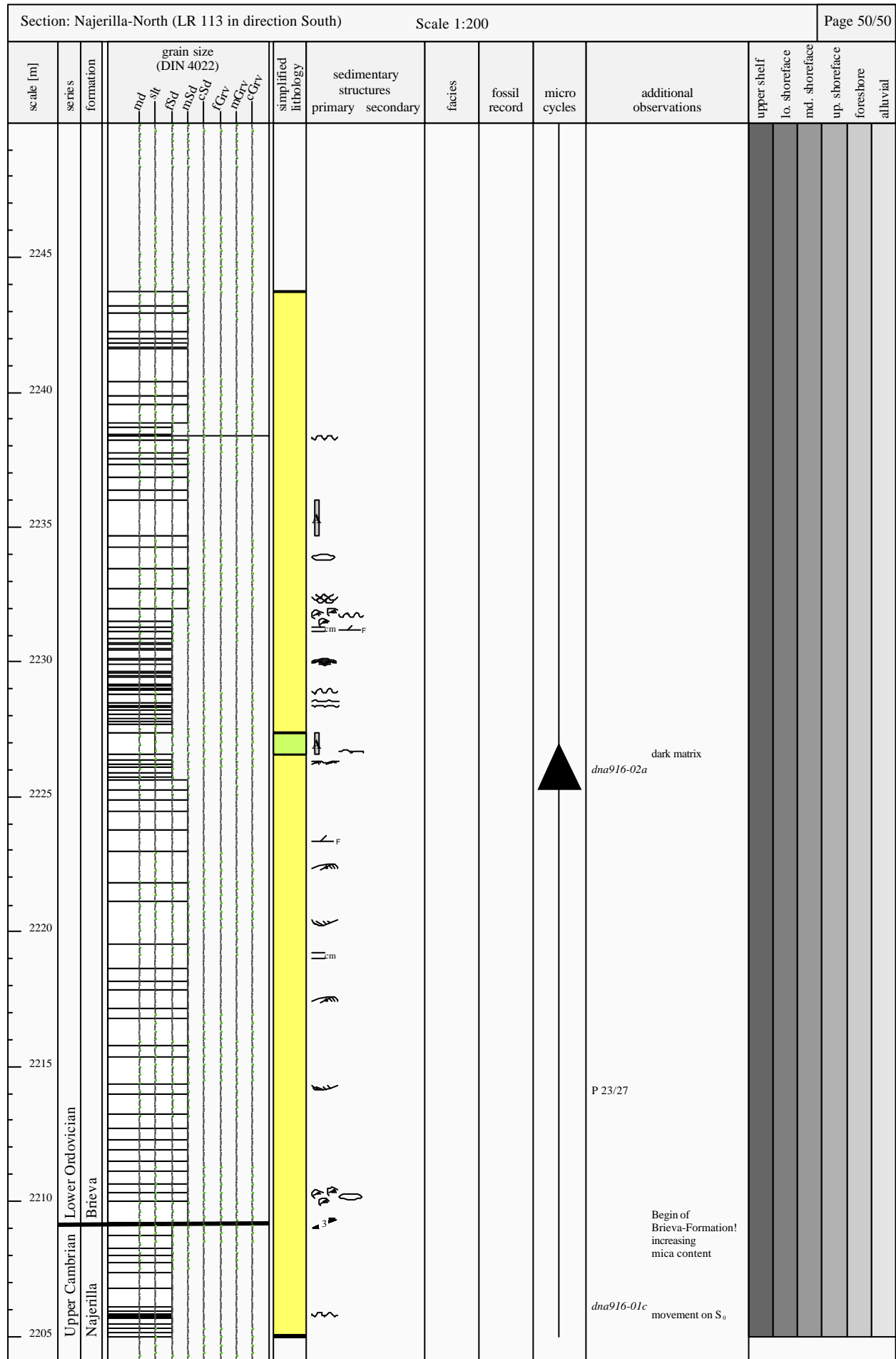
[illegible]







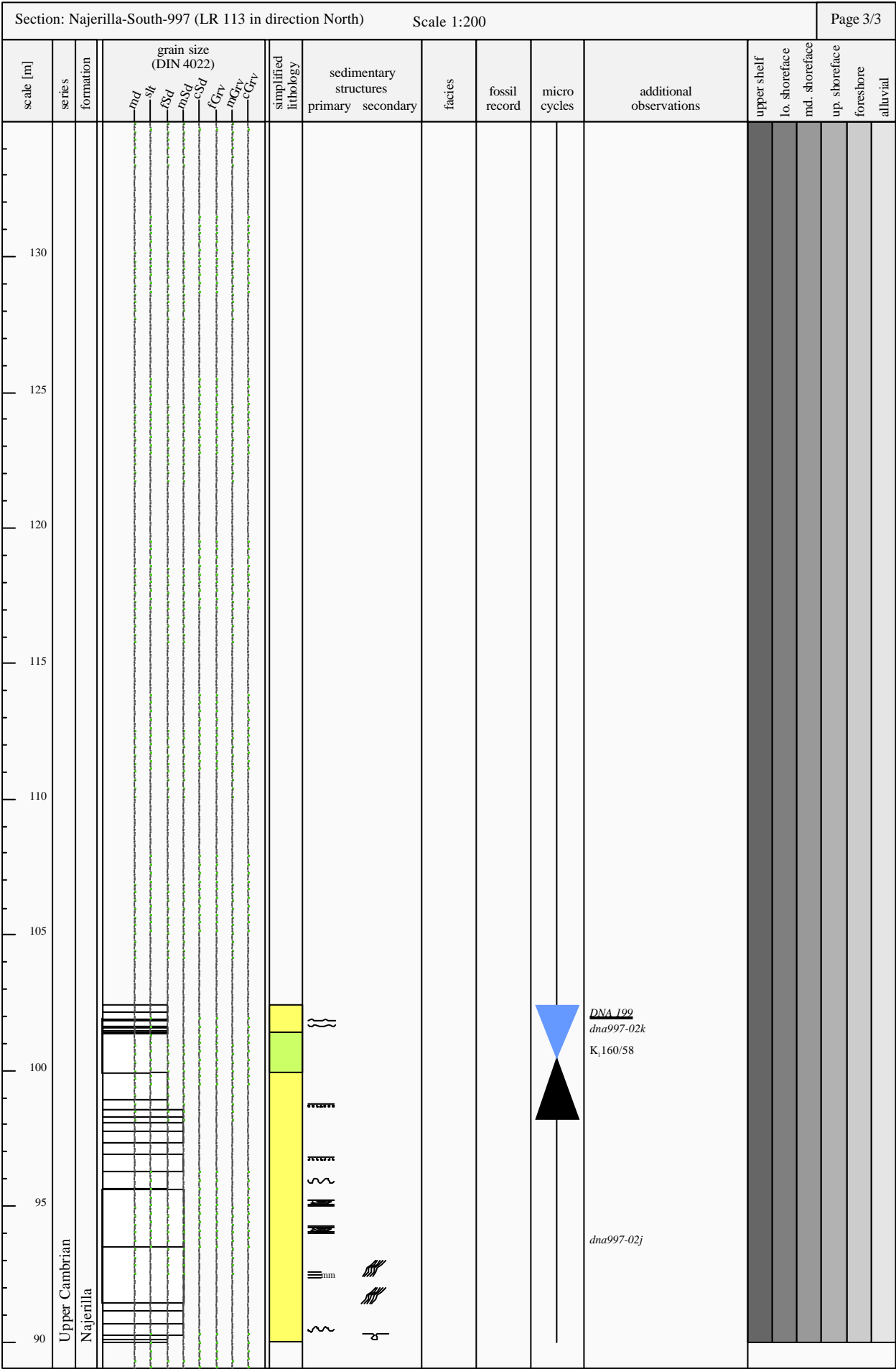


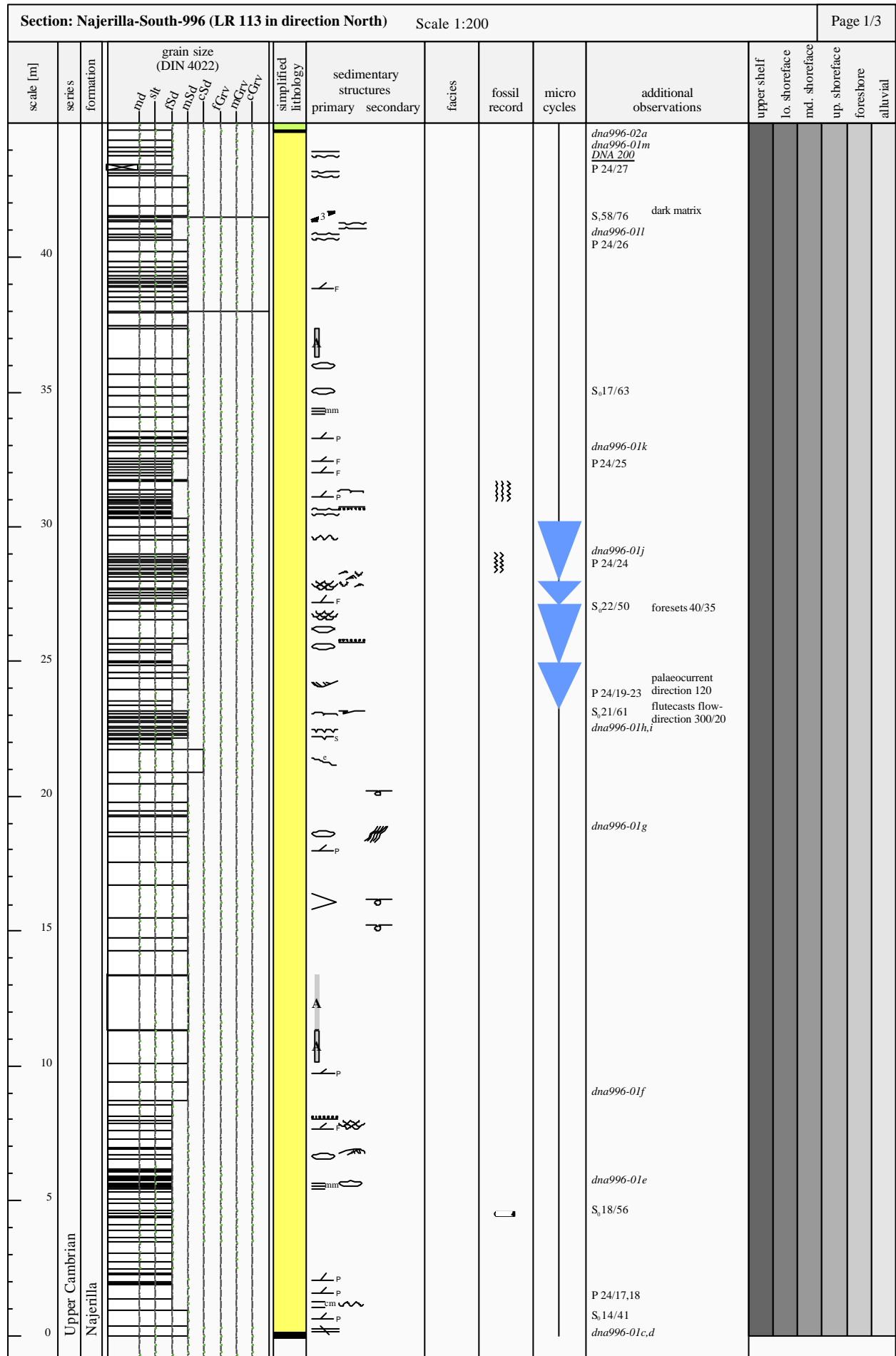


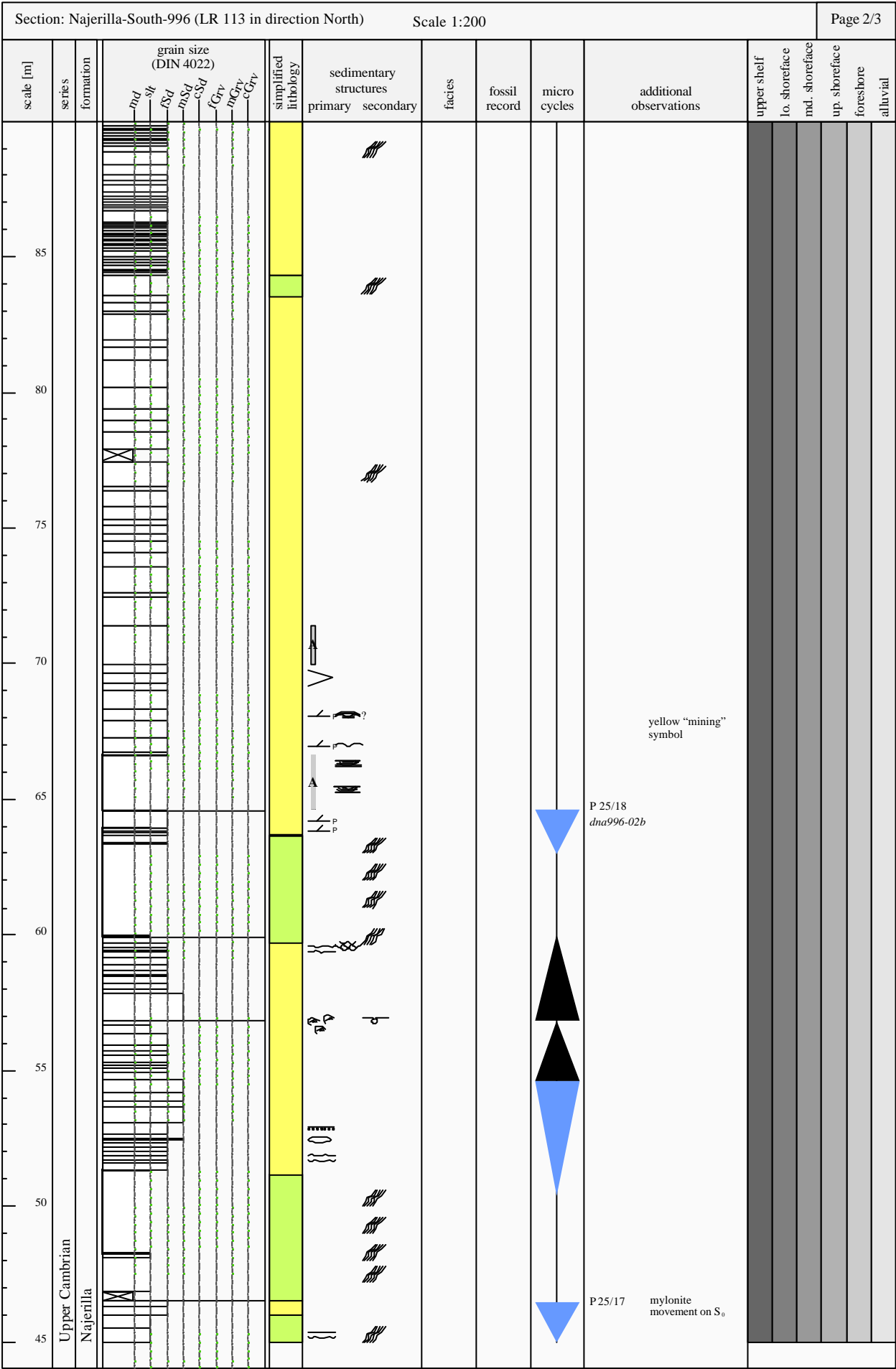
Section: Najerilla-South-997 (LR 113 in direction North)													Scale 1:200		Page 1/3							
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)						simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial	
			md	sl	fsd	msd	csd	fg	mg	cg		primary	secondary									
40	Upper Cambrian	Najerilla																				
35																						
30																						
25																						
20																						
15																						
10																						
5																						
0																						

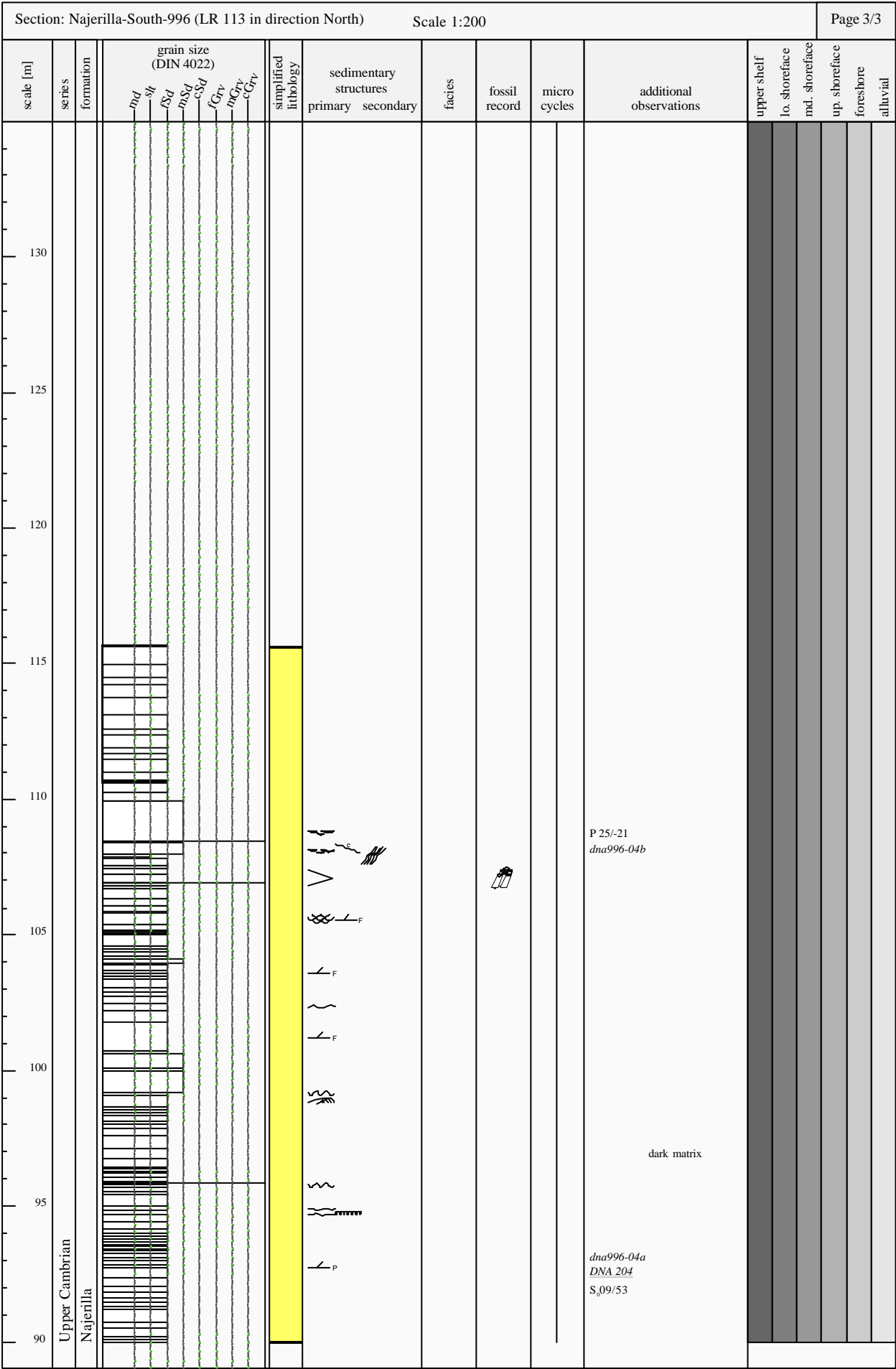


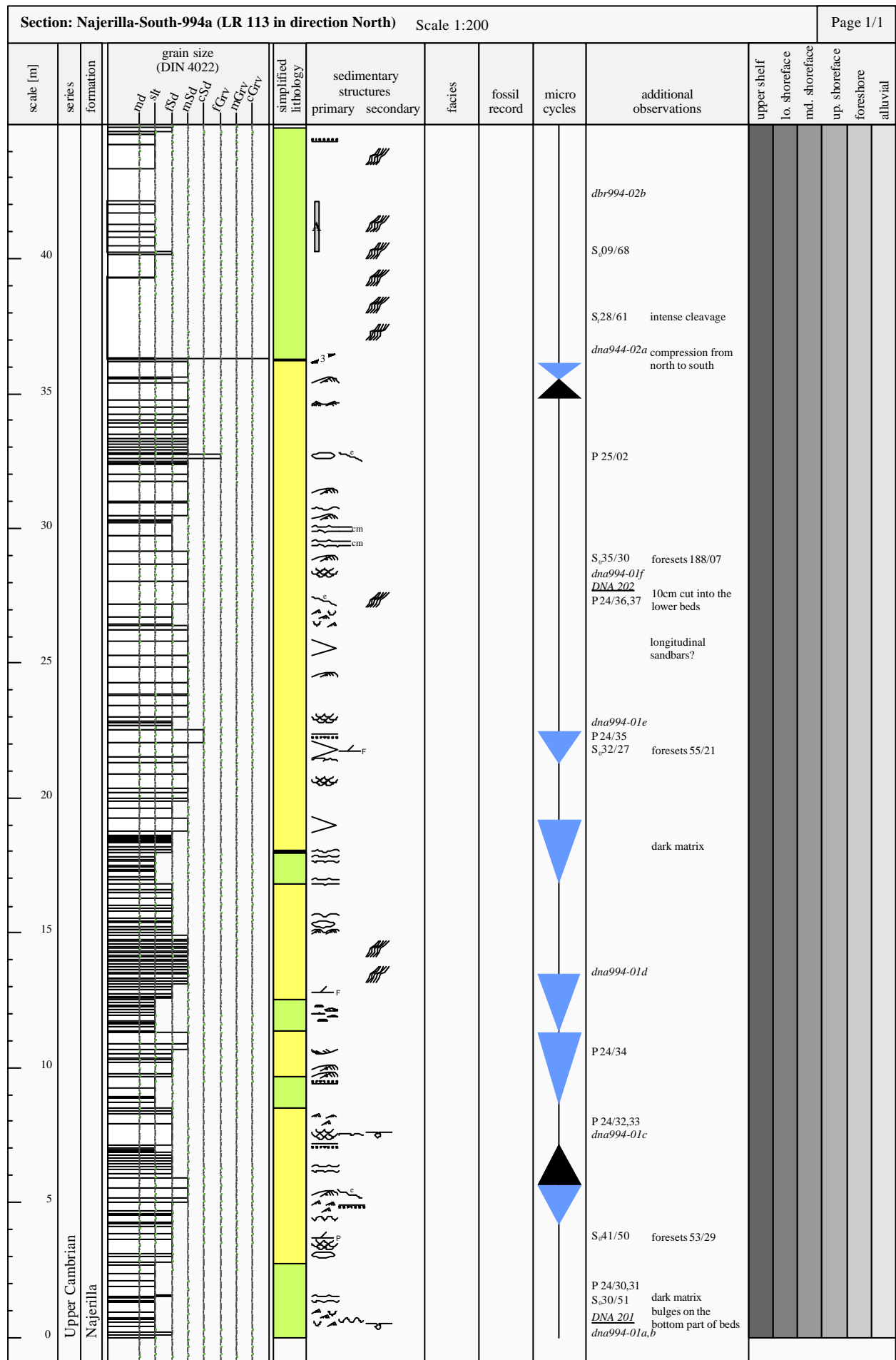
[illegible]



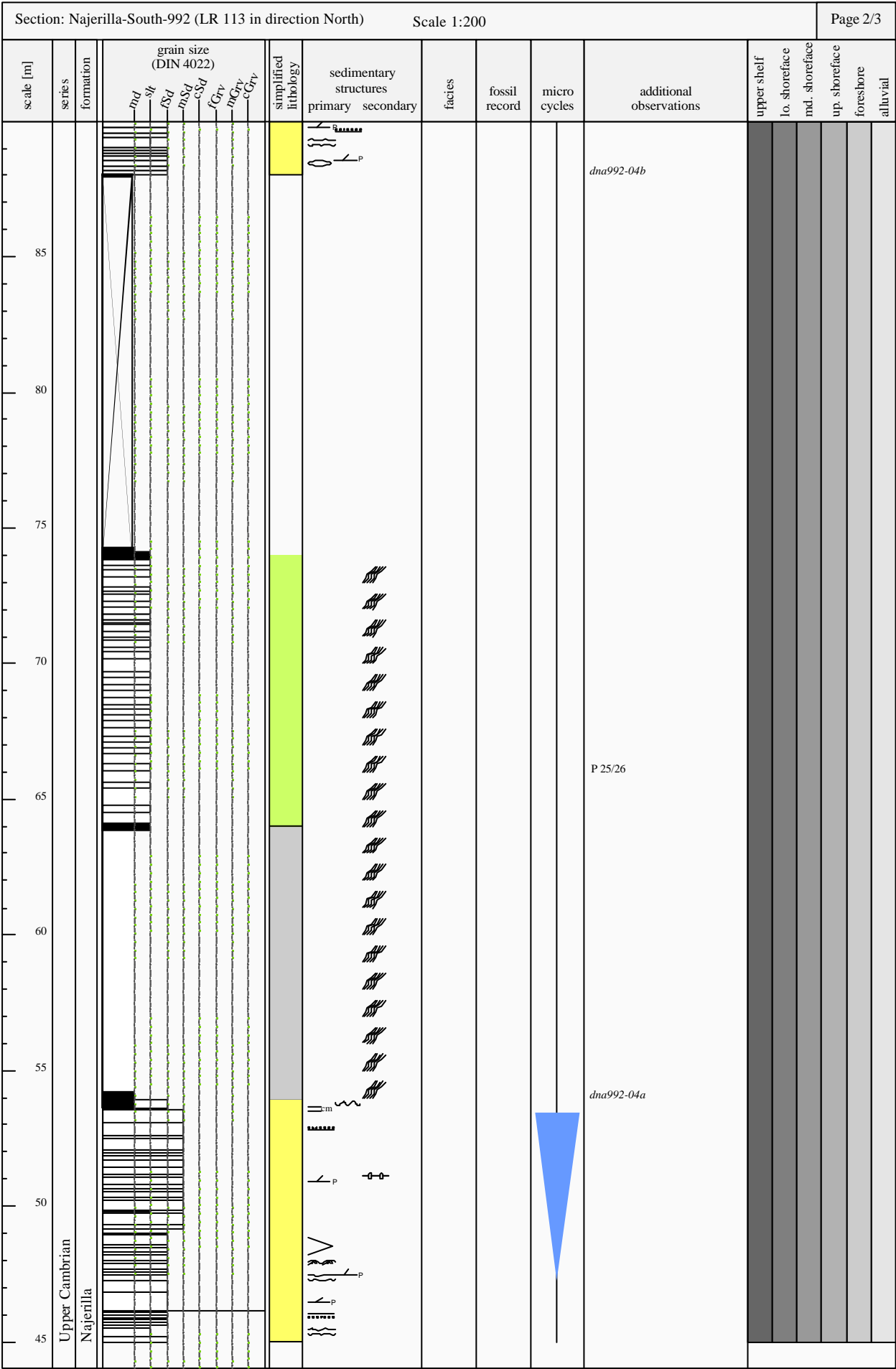




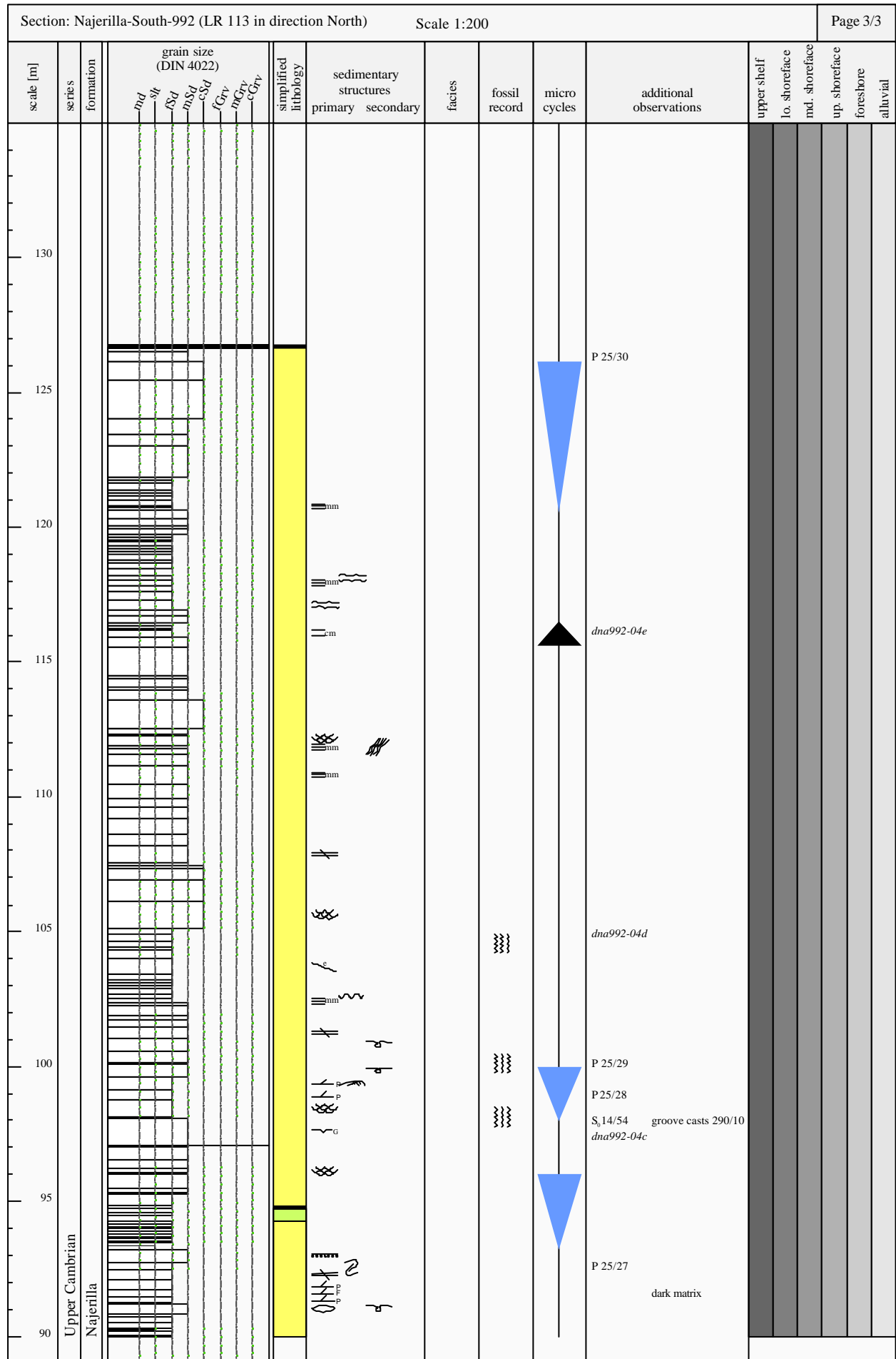




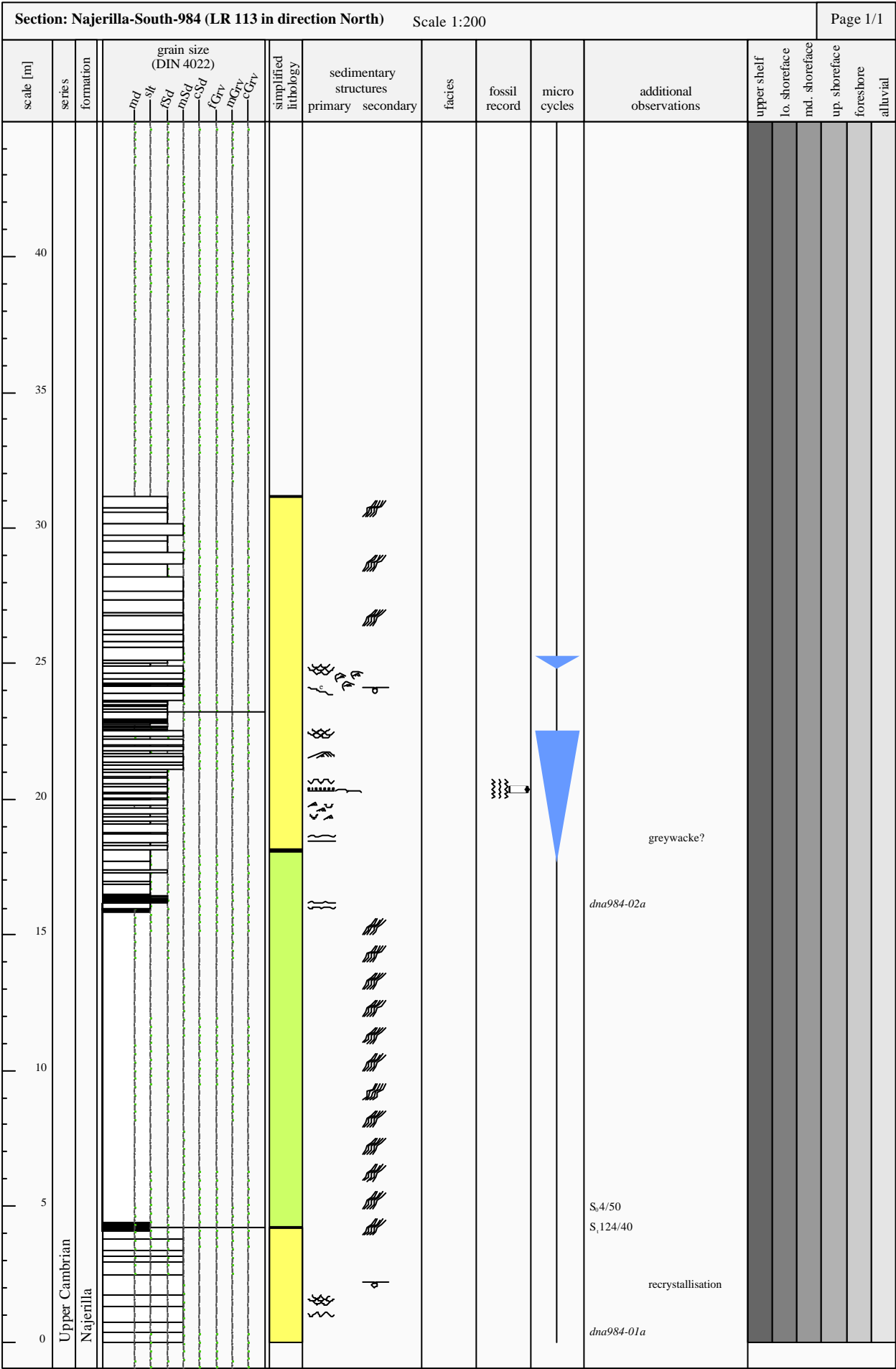
Section: Najerilla-South-992 (LR 113 in direction North)										Scale 1:200		Page 1/3										
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)						simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial	
			md	sl	fsd	msd	fsd	fg	mcg	cg	primary	secondary										
40	Upper Cambrian	Najerilla																				
35																						
30																						
25																						
20																						
15																						
			</																			

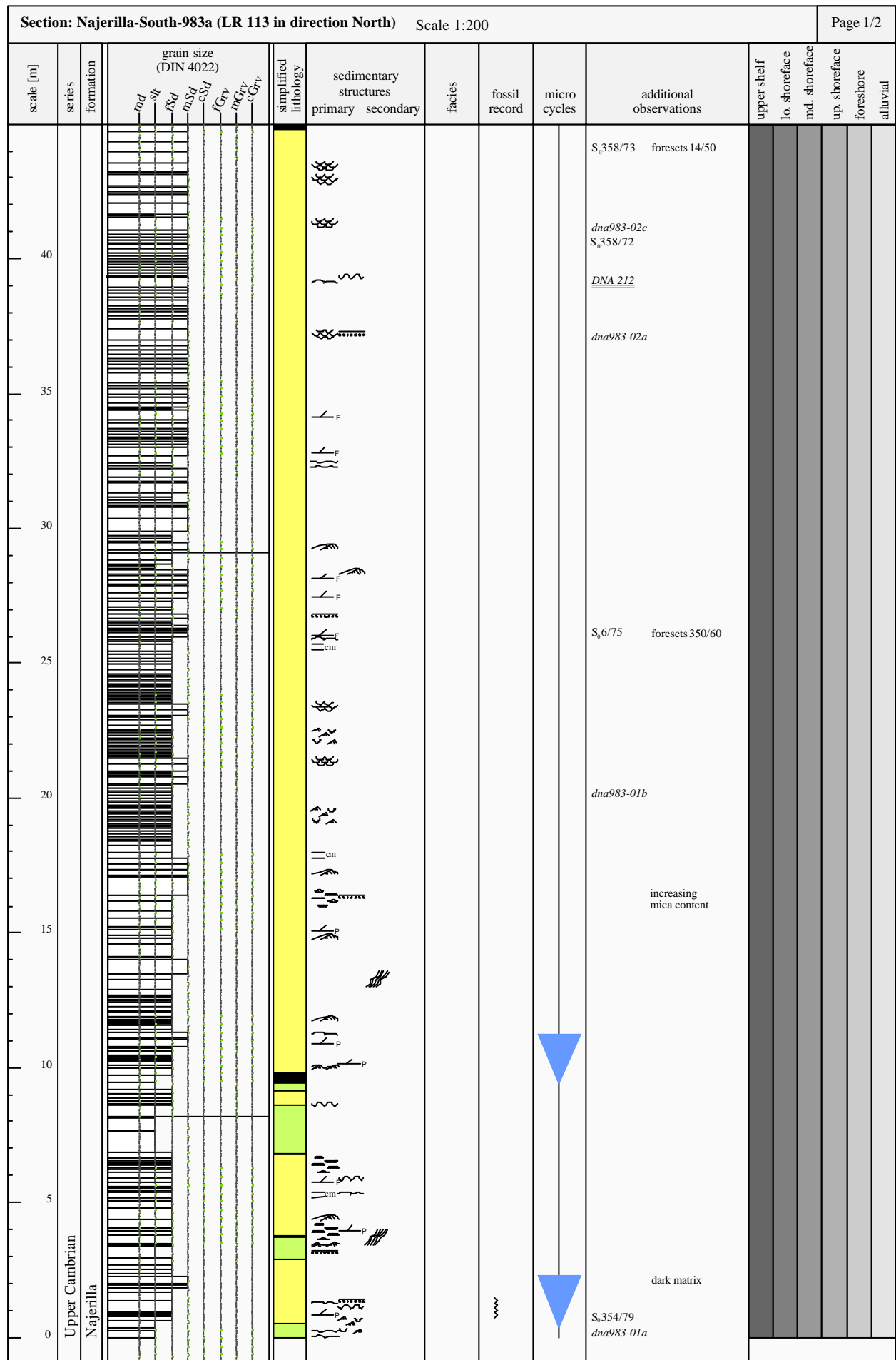




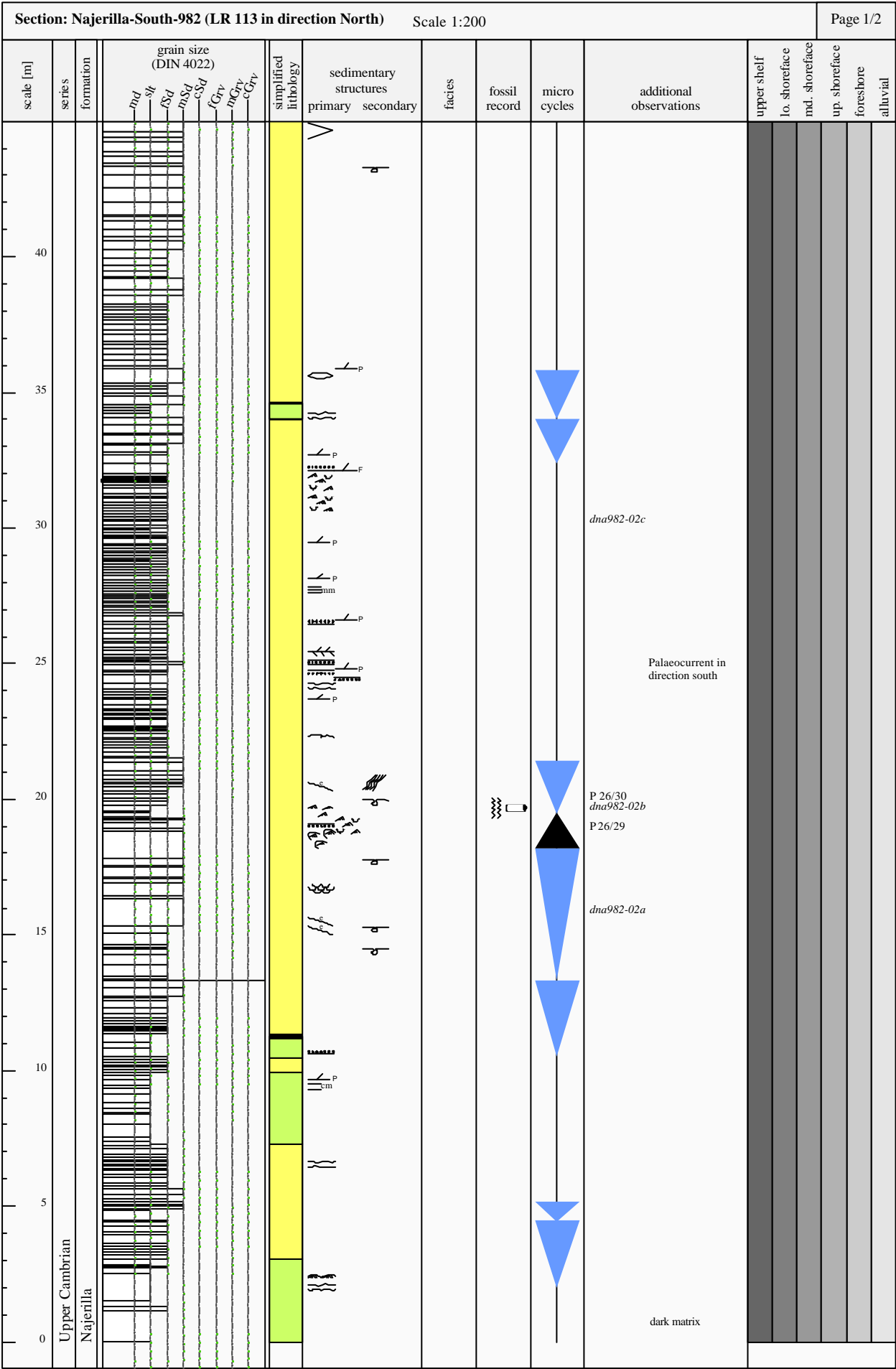


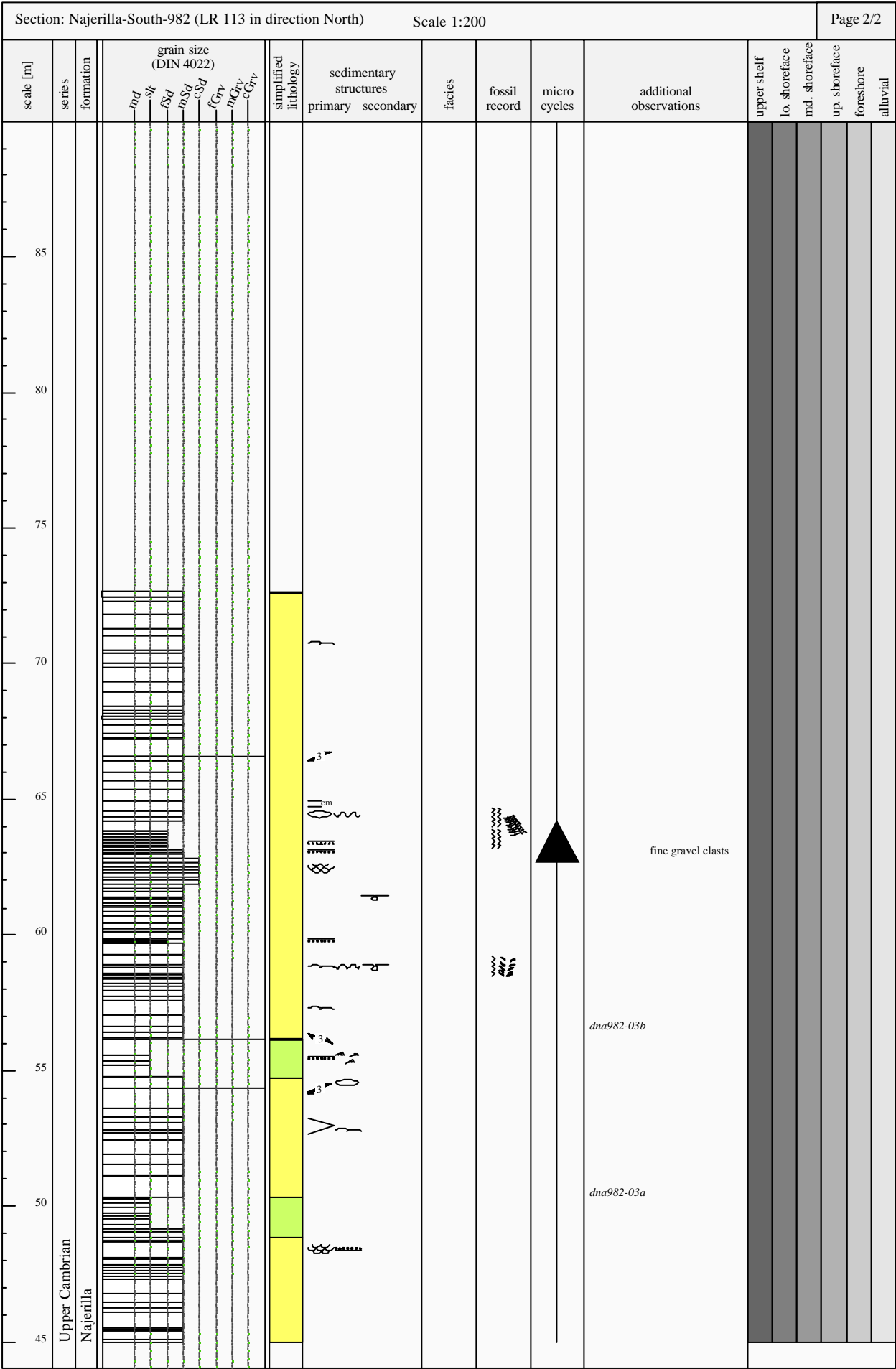






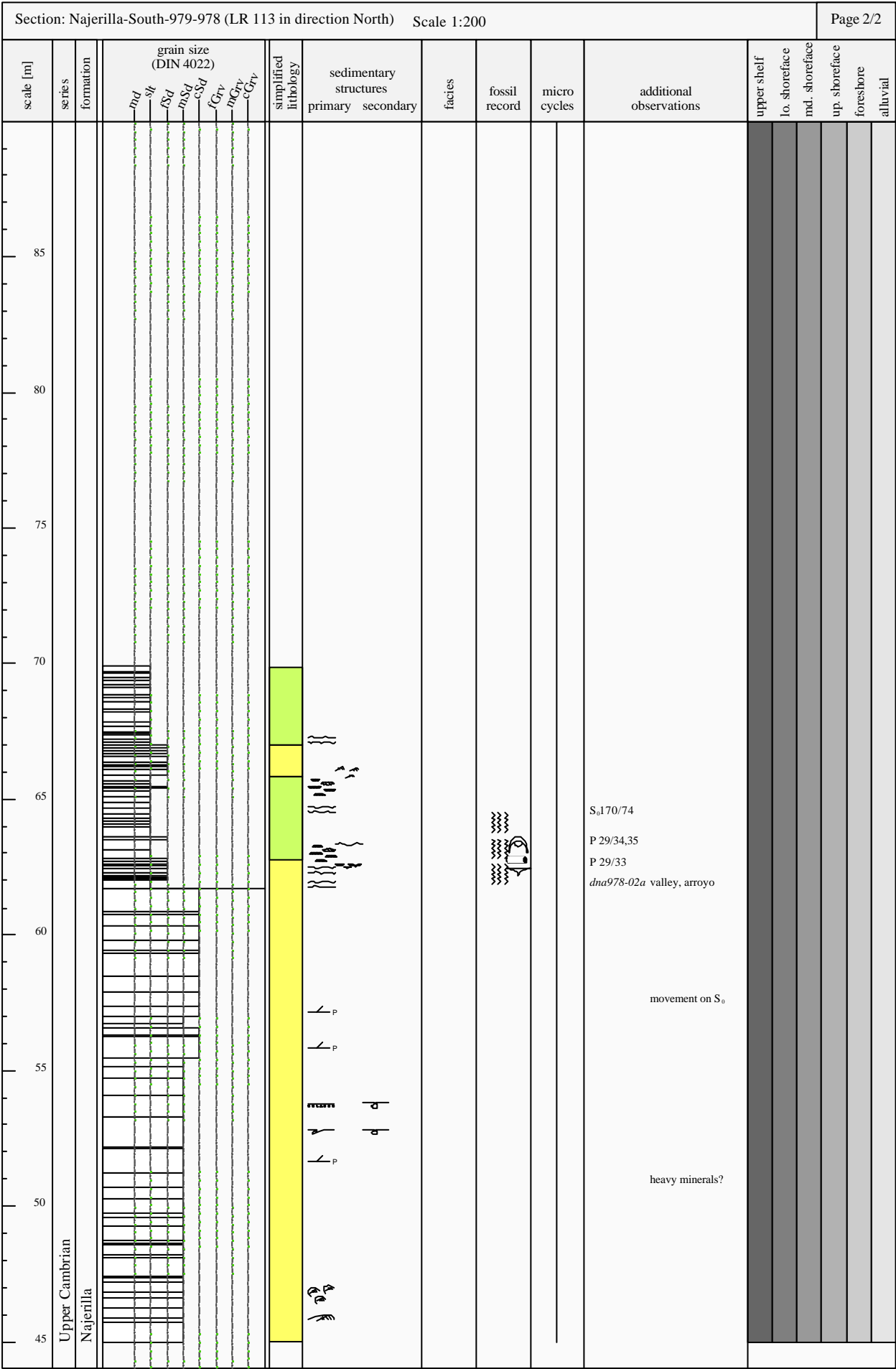




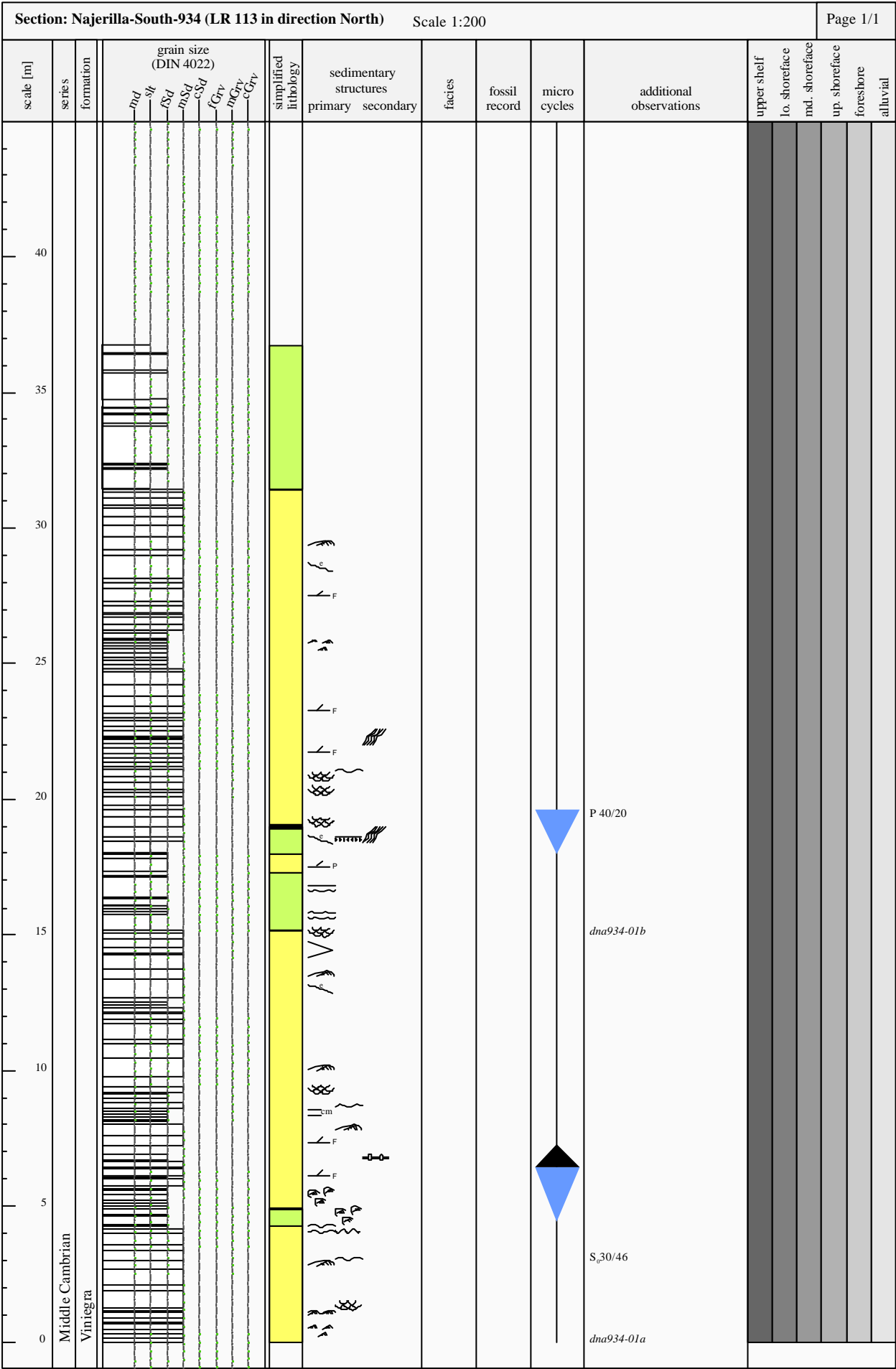


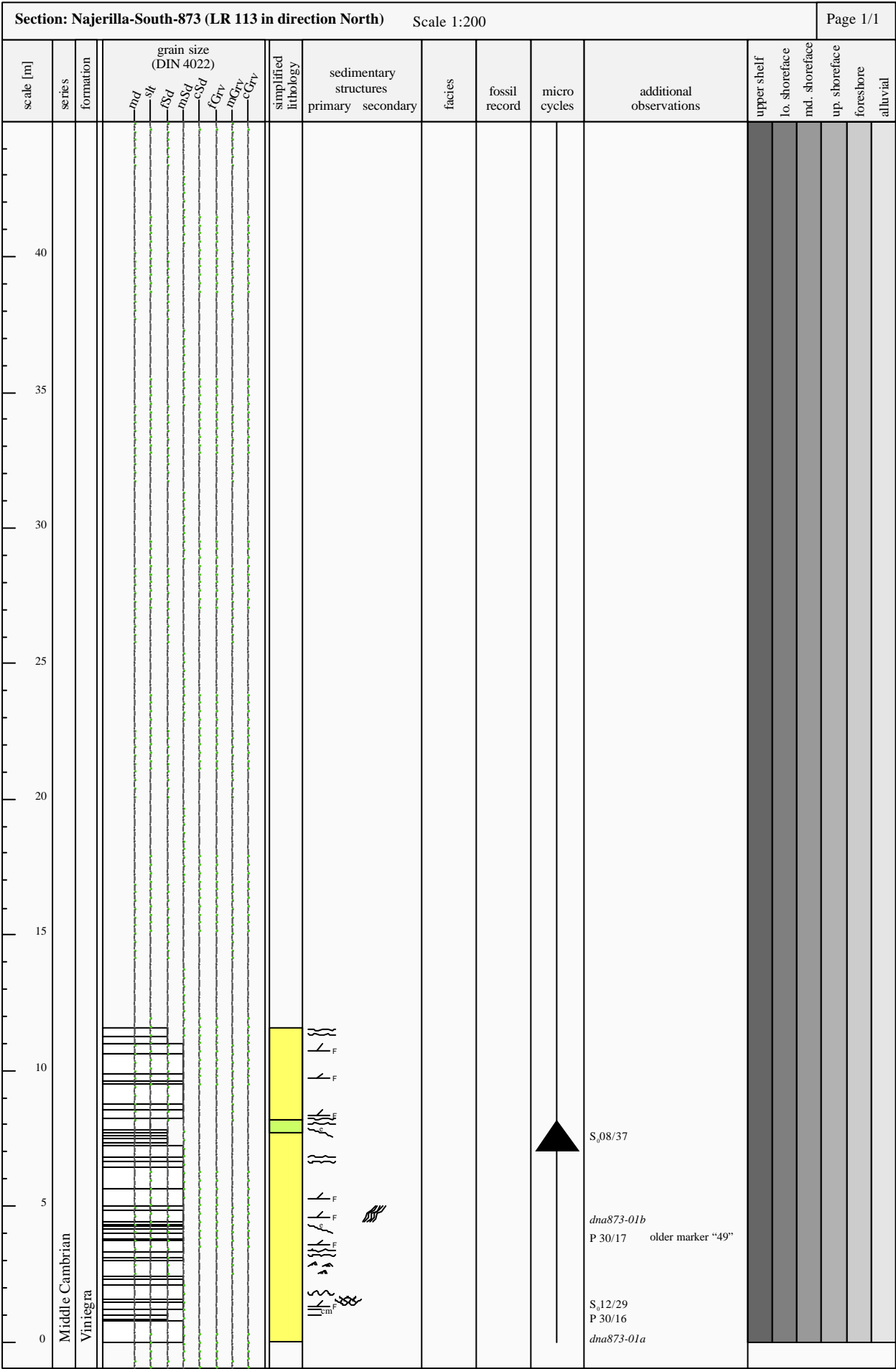
240

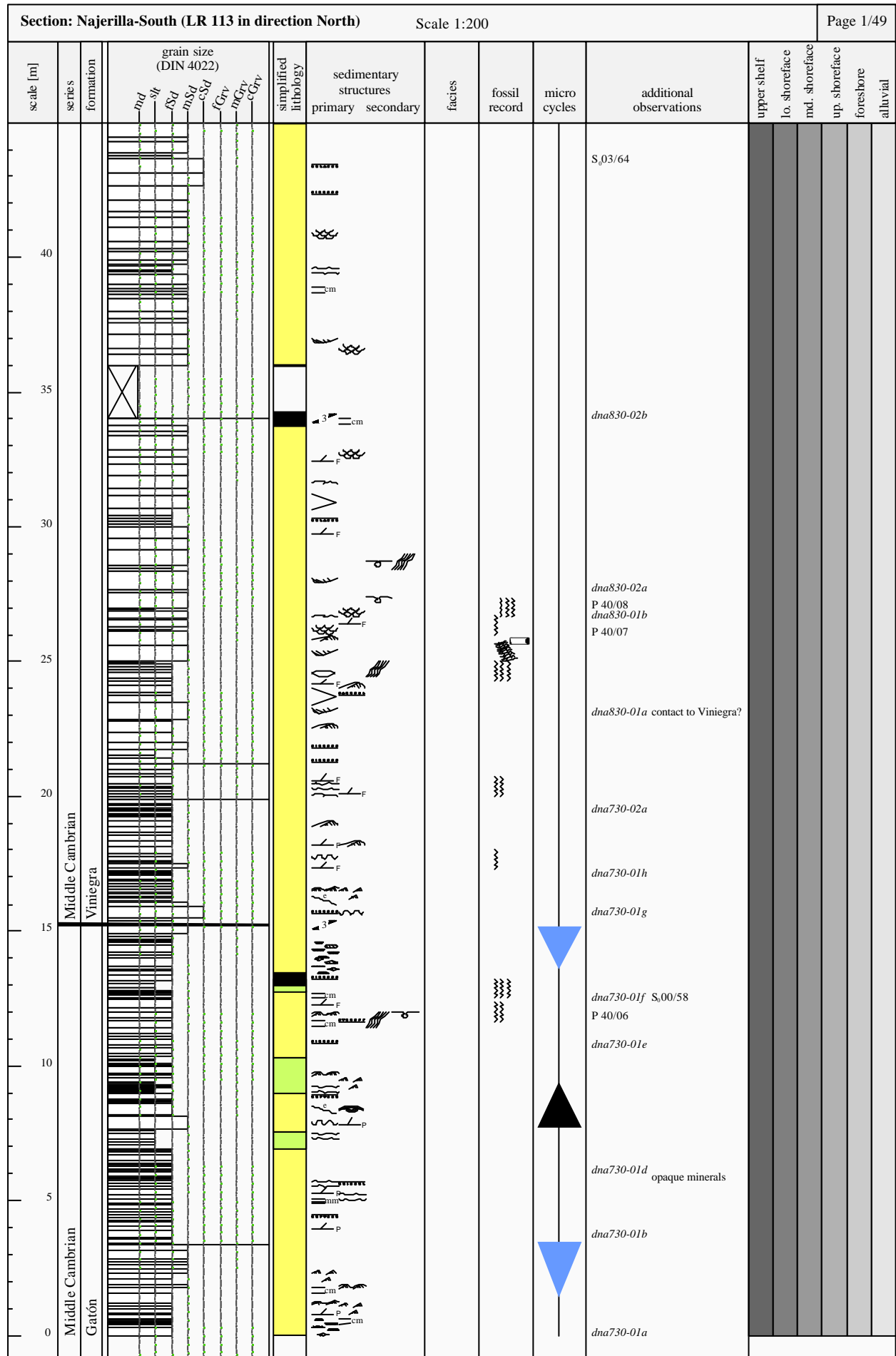




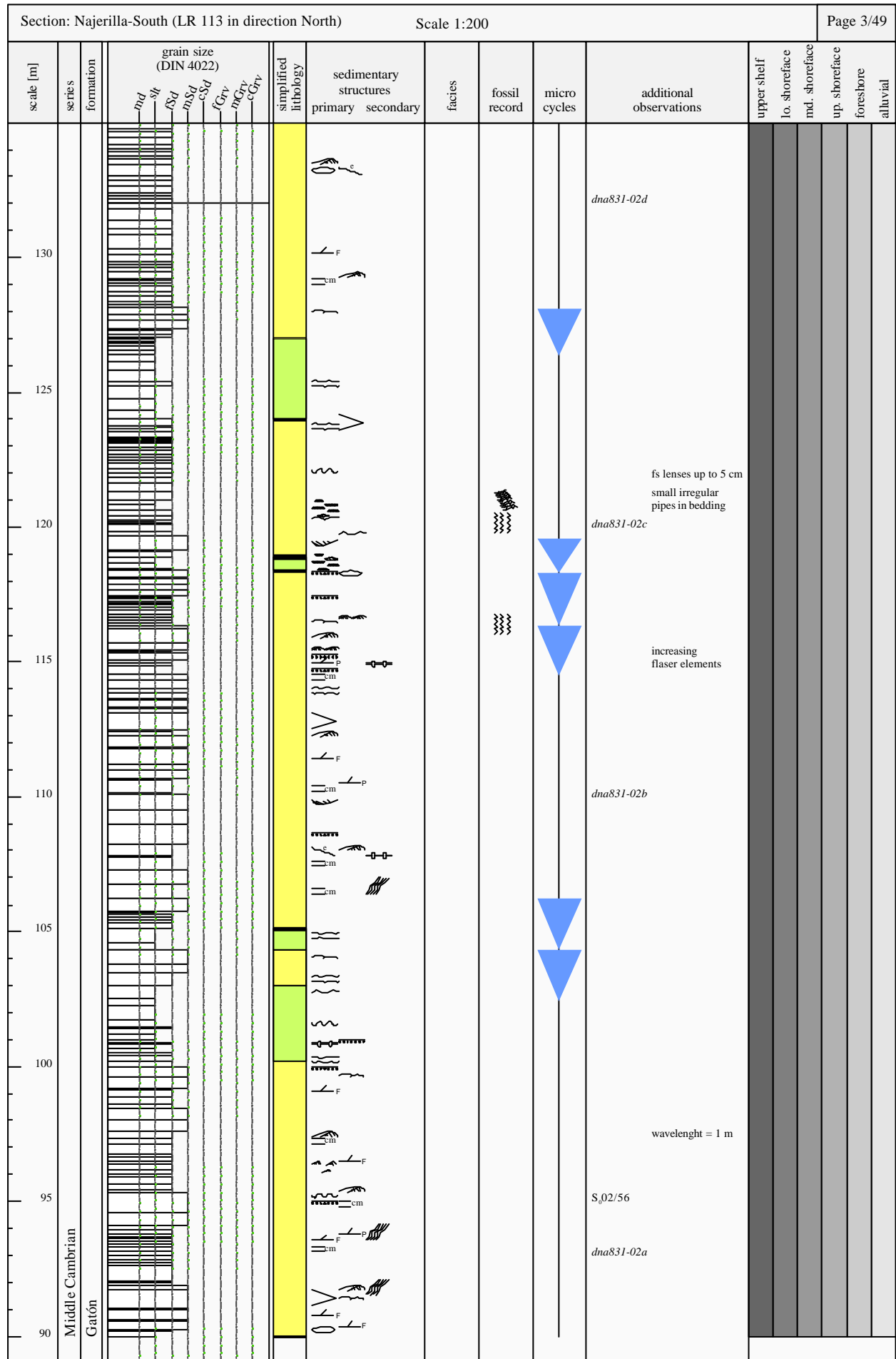






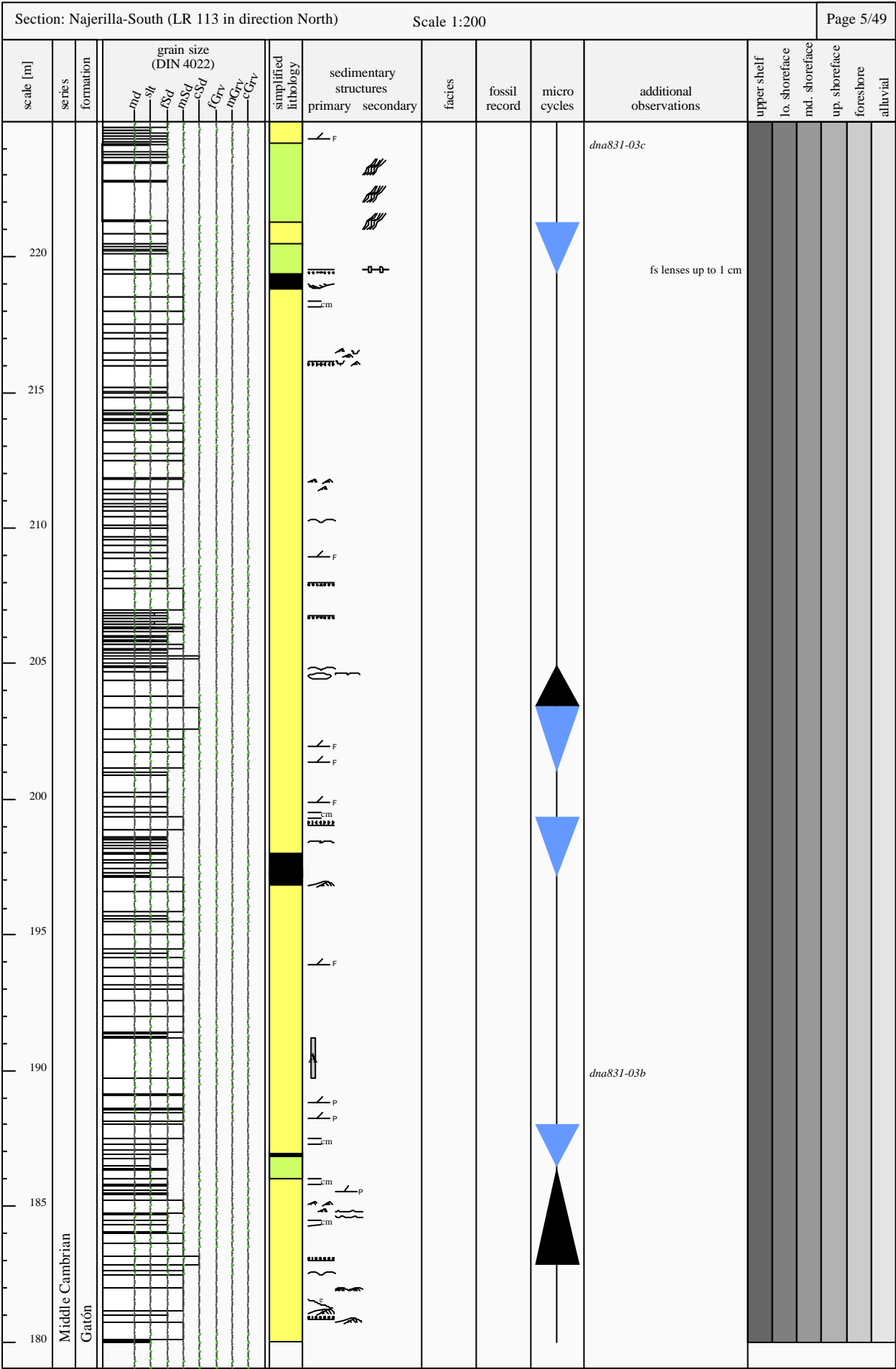


246



[illegible]

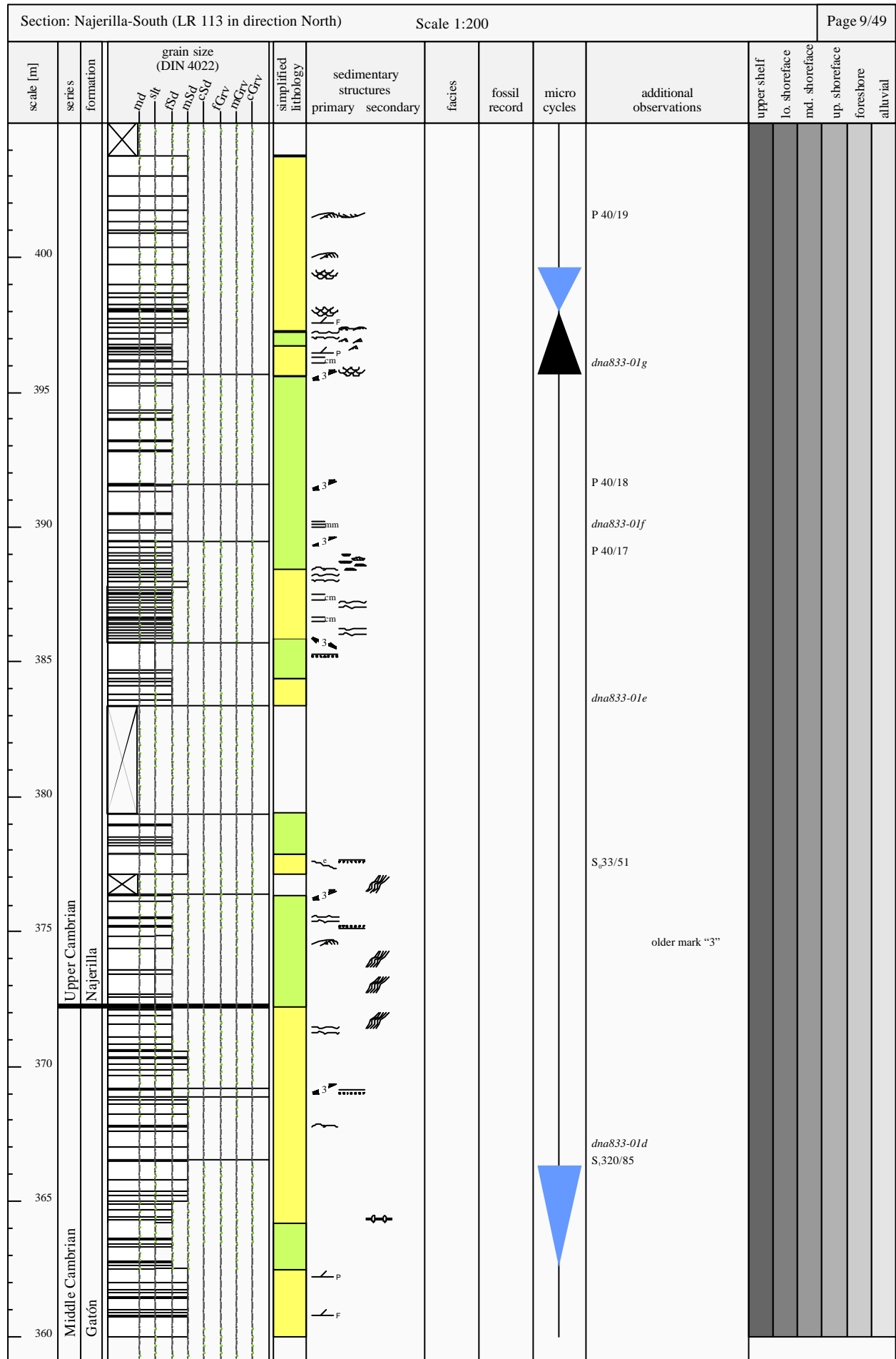


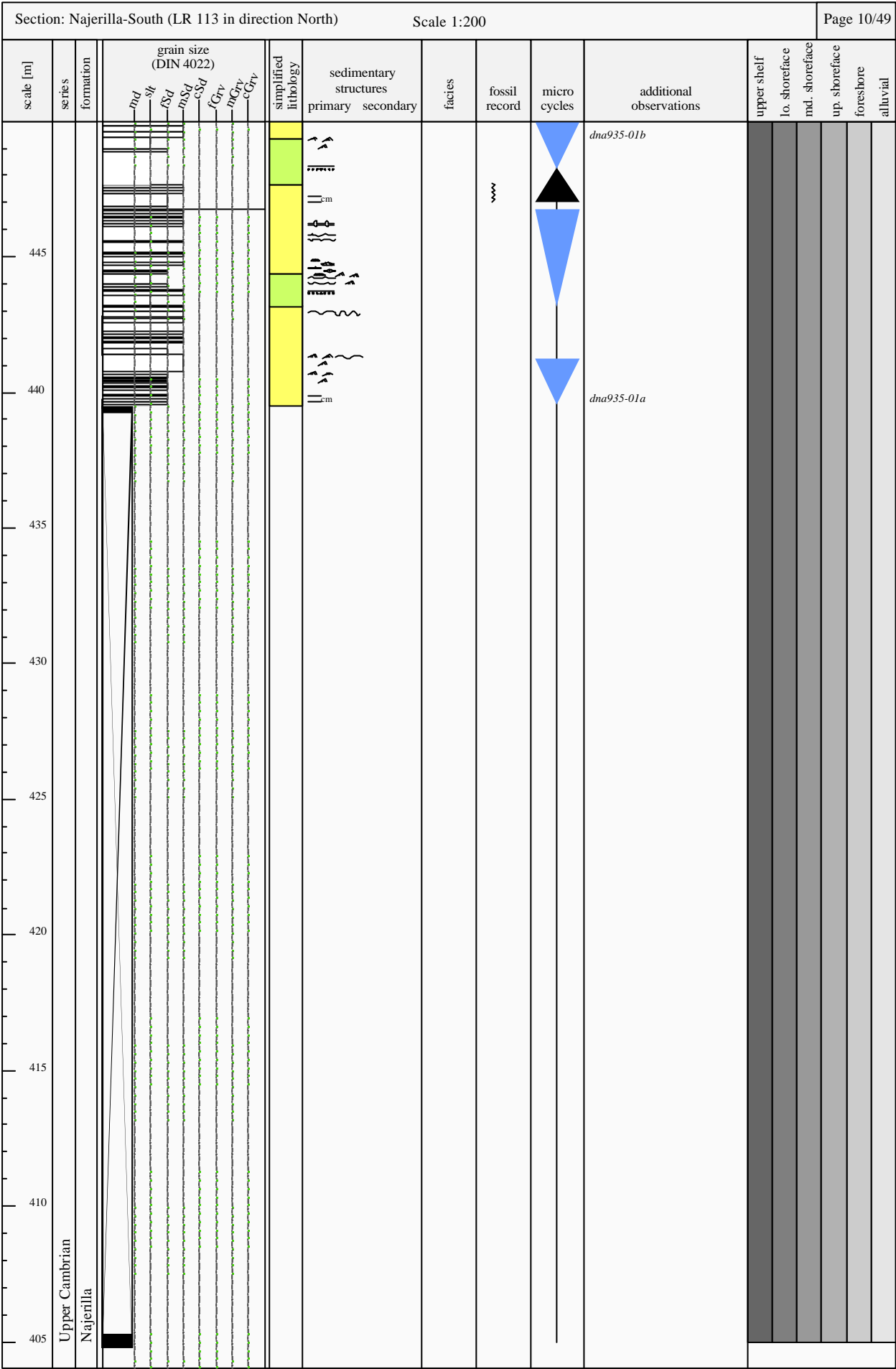


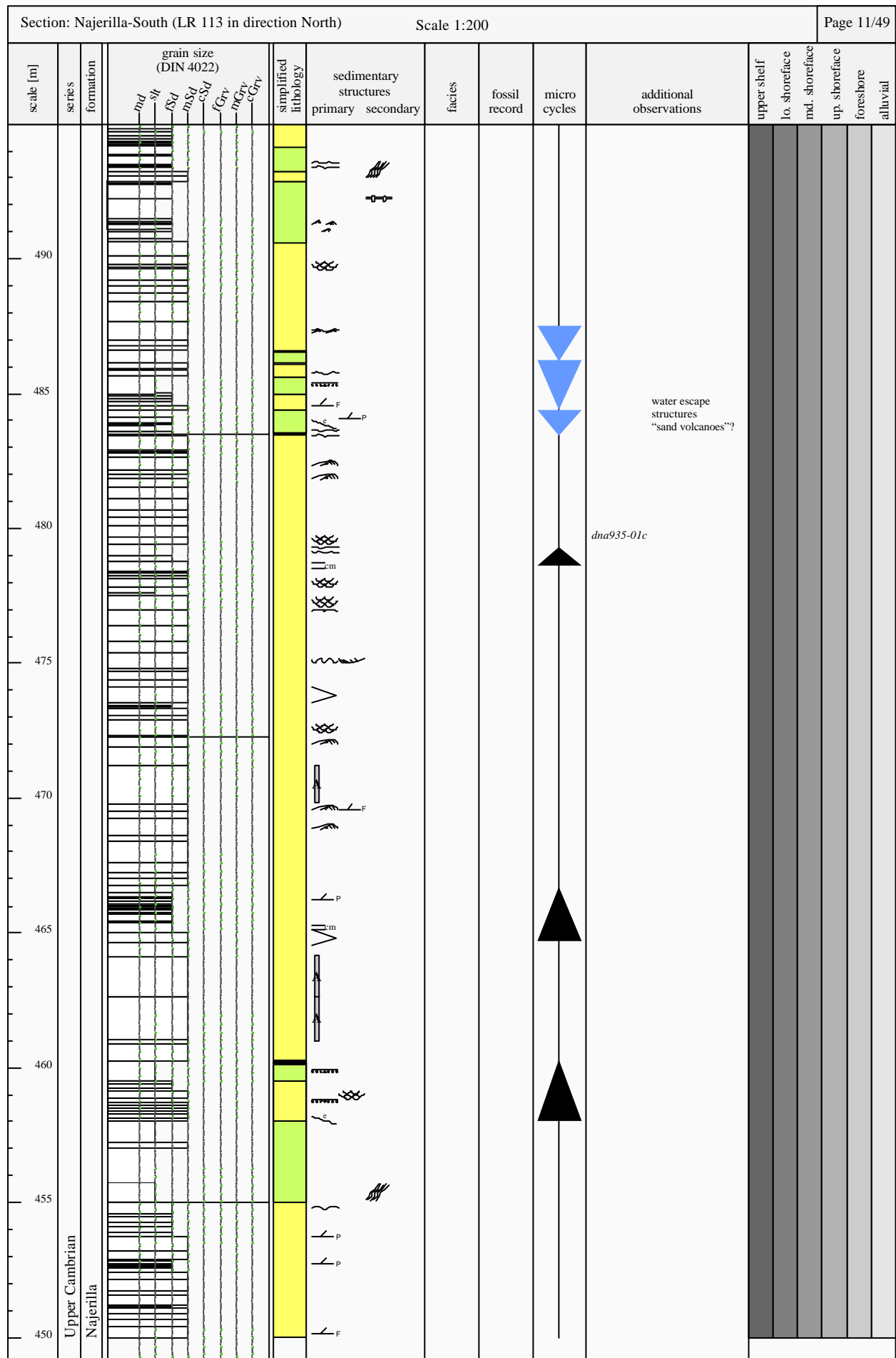
250



Section: Najerilla-South (LR 113 in direction North)										Scale 1:200		Page 8/49										
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)						simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial	
			md	sl	fsd	msd	csd	fGrv	mGrv	cGrv		primary	secondary									
355	Middle Cambrian	Gatón														dna833-01c S <sub>330/82</sub>						
350																dna833-01b						
345																large scale troughs						
340																S <sub>337/31</sub>						
335																dna833-01a						
330																S <sub>345/43</sub>						
325																S <sub>210/85</sub>						
320																						
315																						

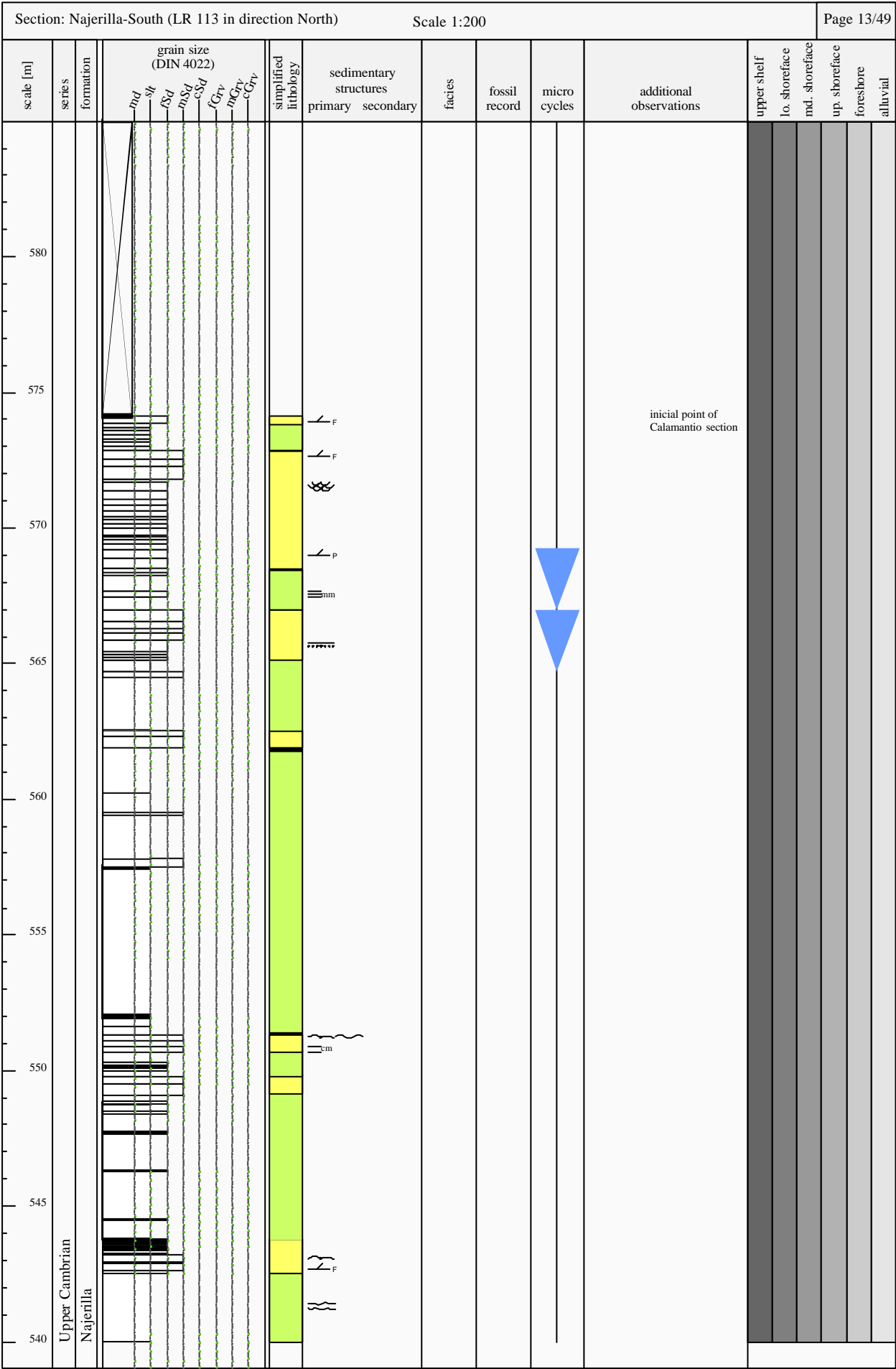


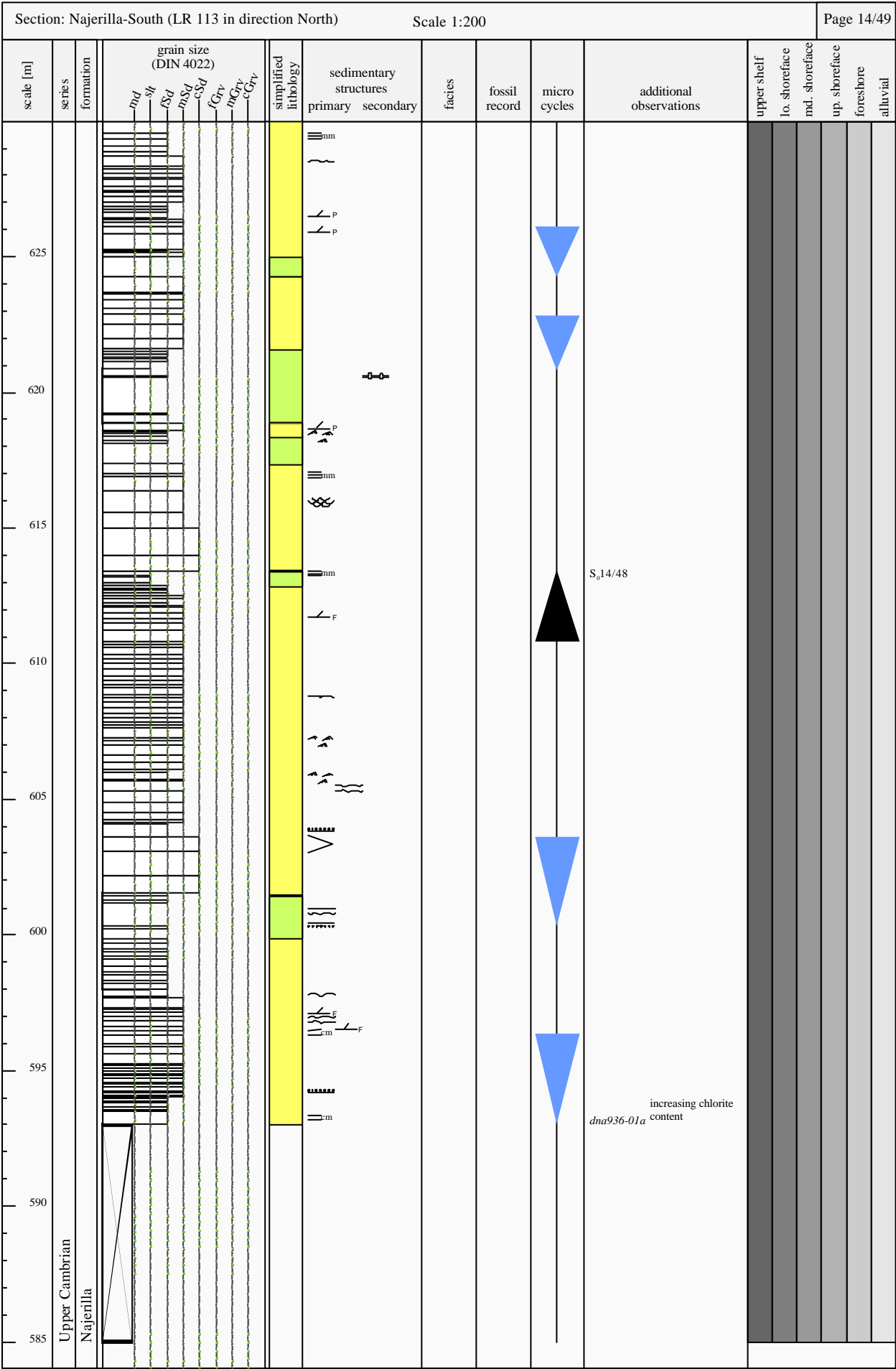


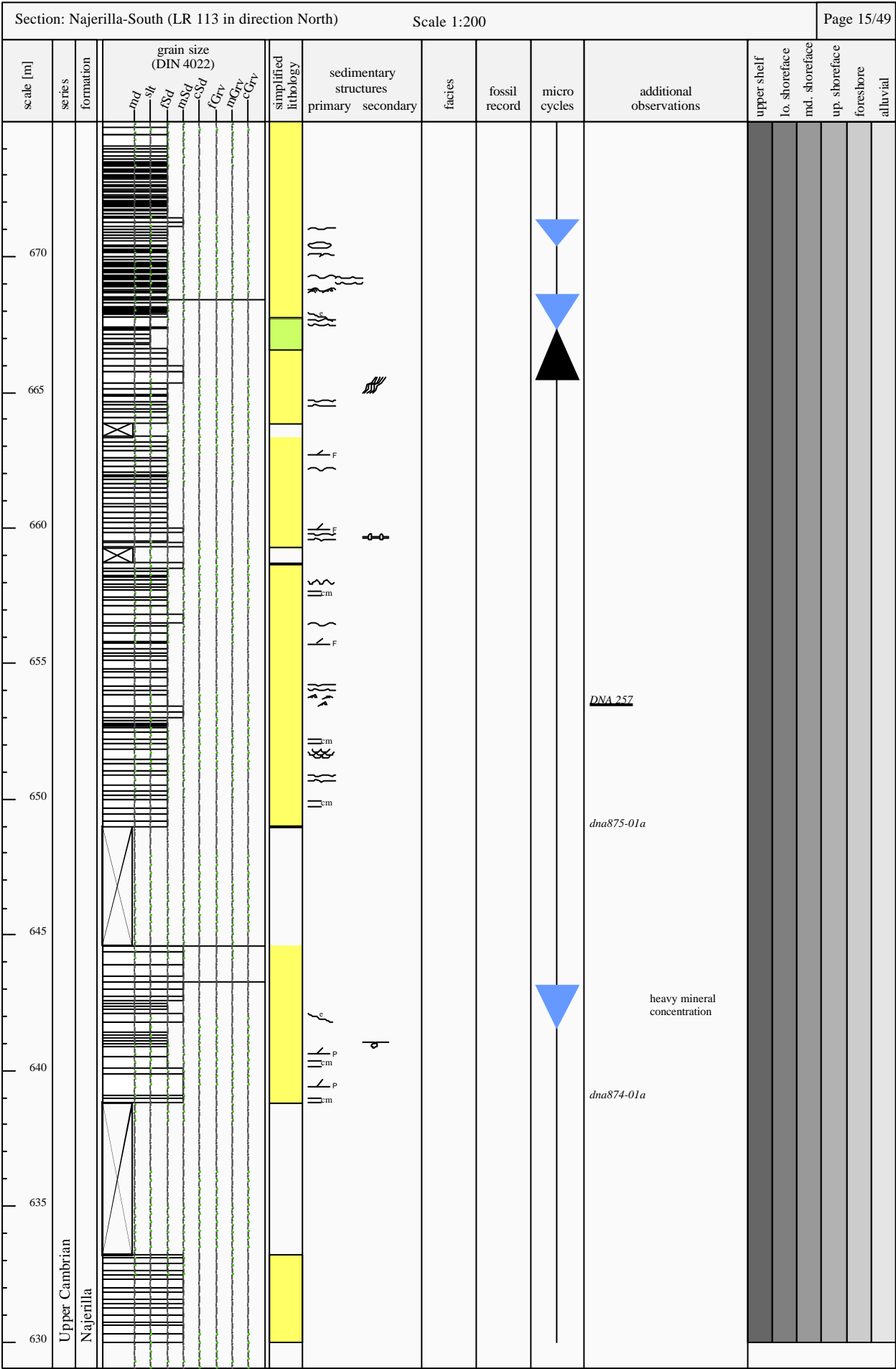


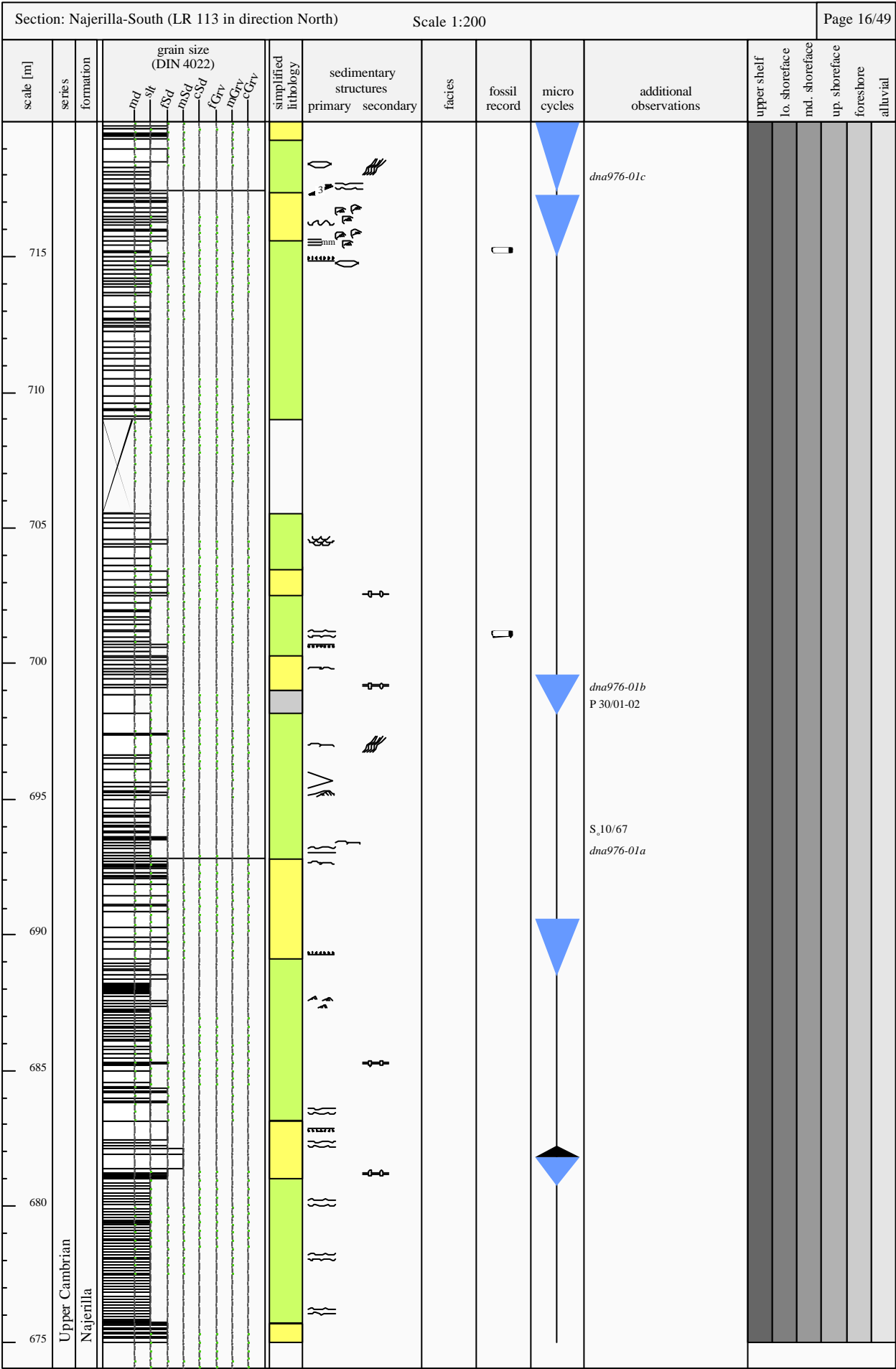
Section: Najerilla-South (LR 113 in direction North)										Scale 1:200		Page 12/49														
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)						simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial					
			md	slt	fsd	mSd	cSd	fGrv		mGrv	eGrv											primary	secondary			
535	Upper Cambrian	Najerilla														dna935-01f										
530																										
525																										
520																										
515																										
510																dna935-01d										
505																										
500																										
495																										

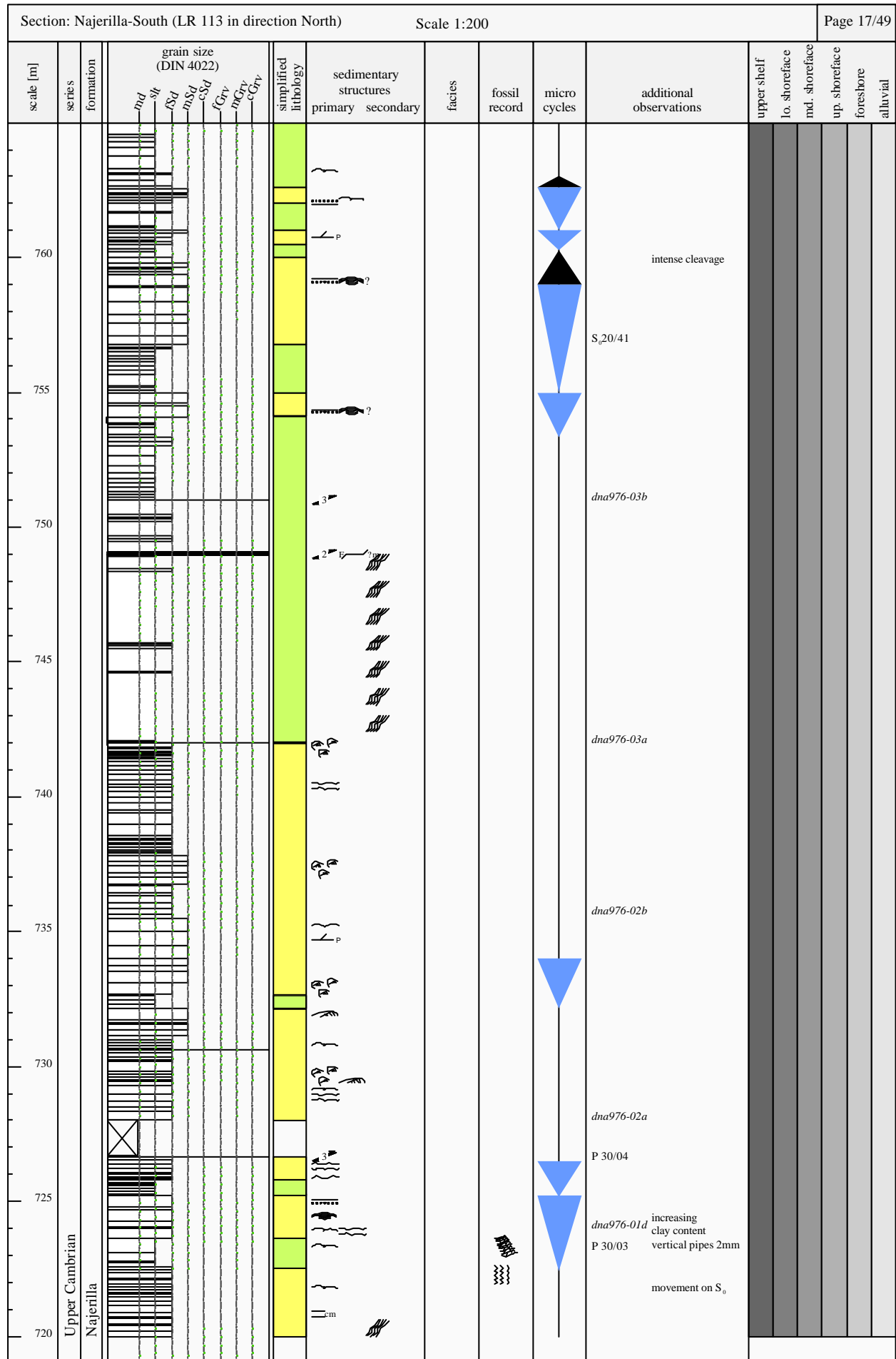


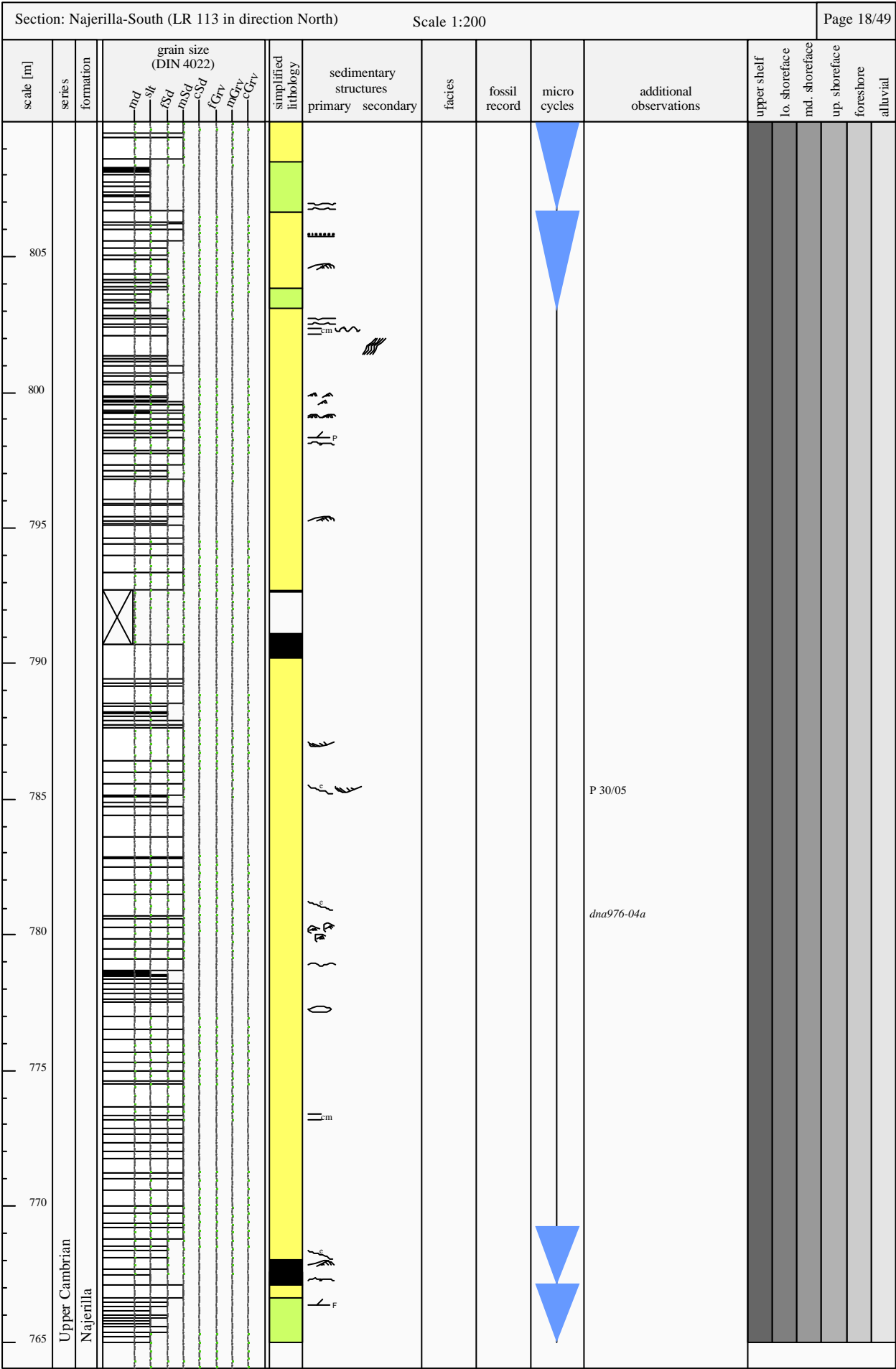


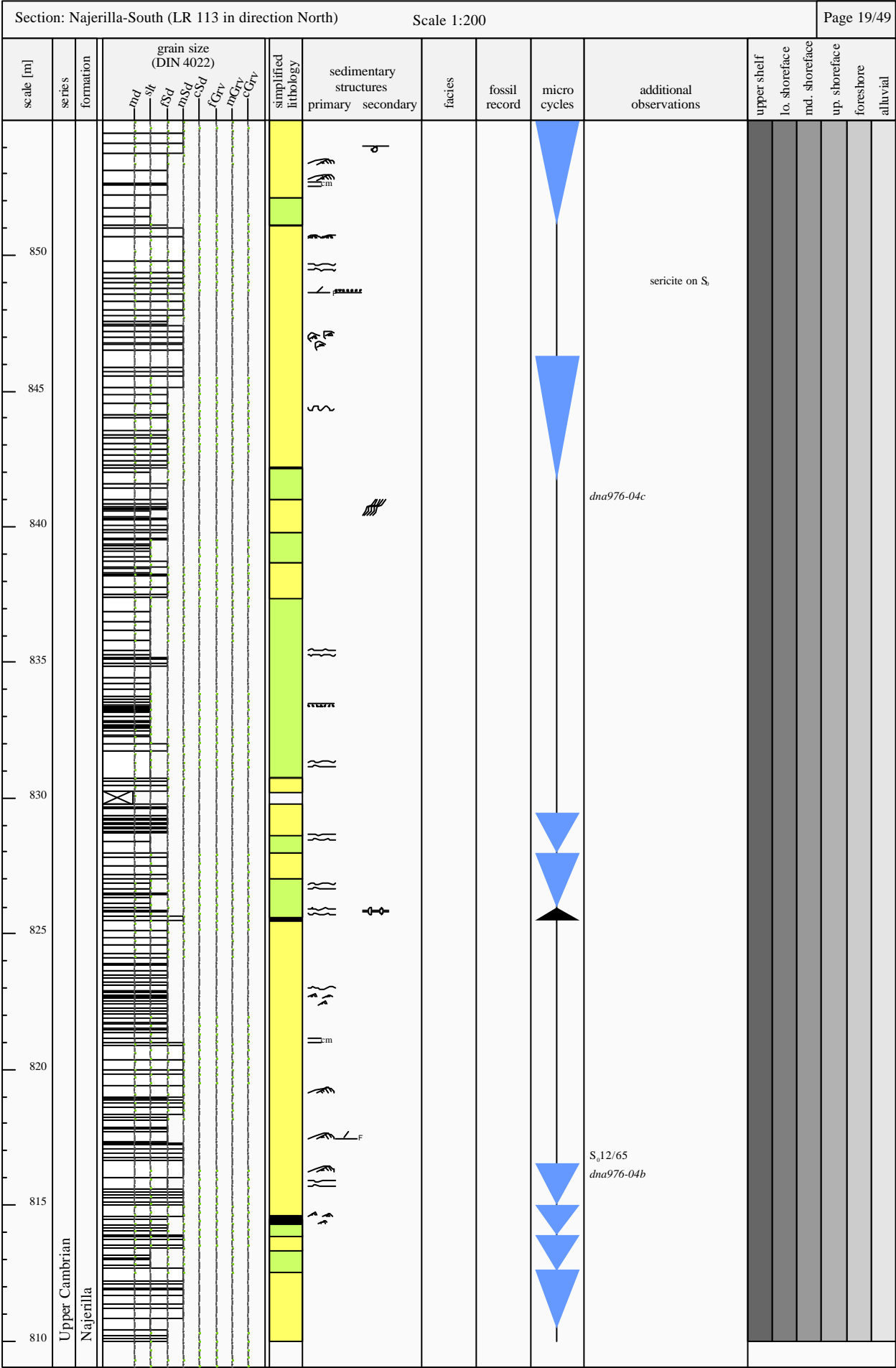


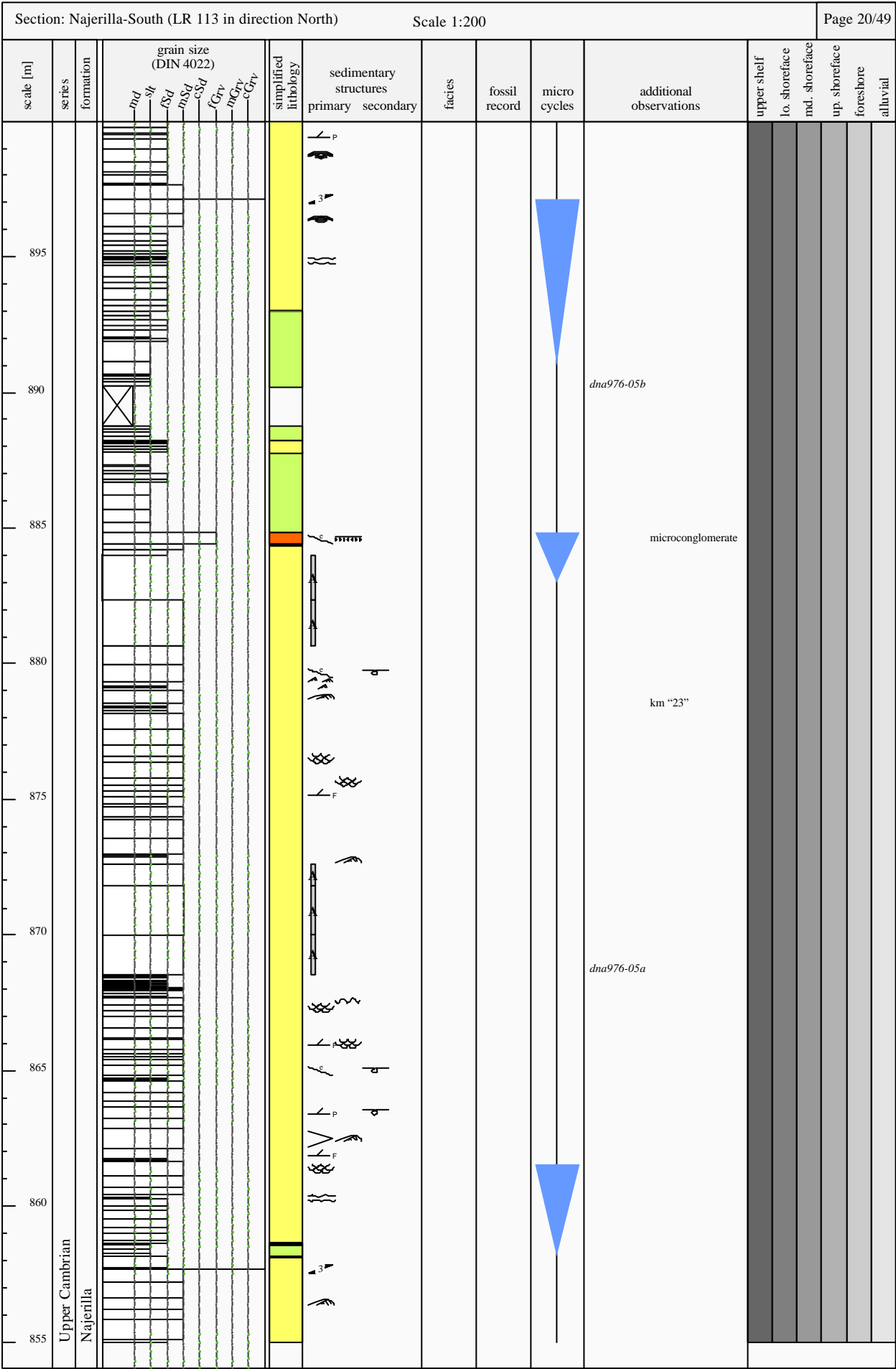






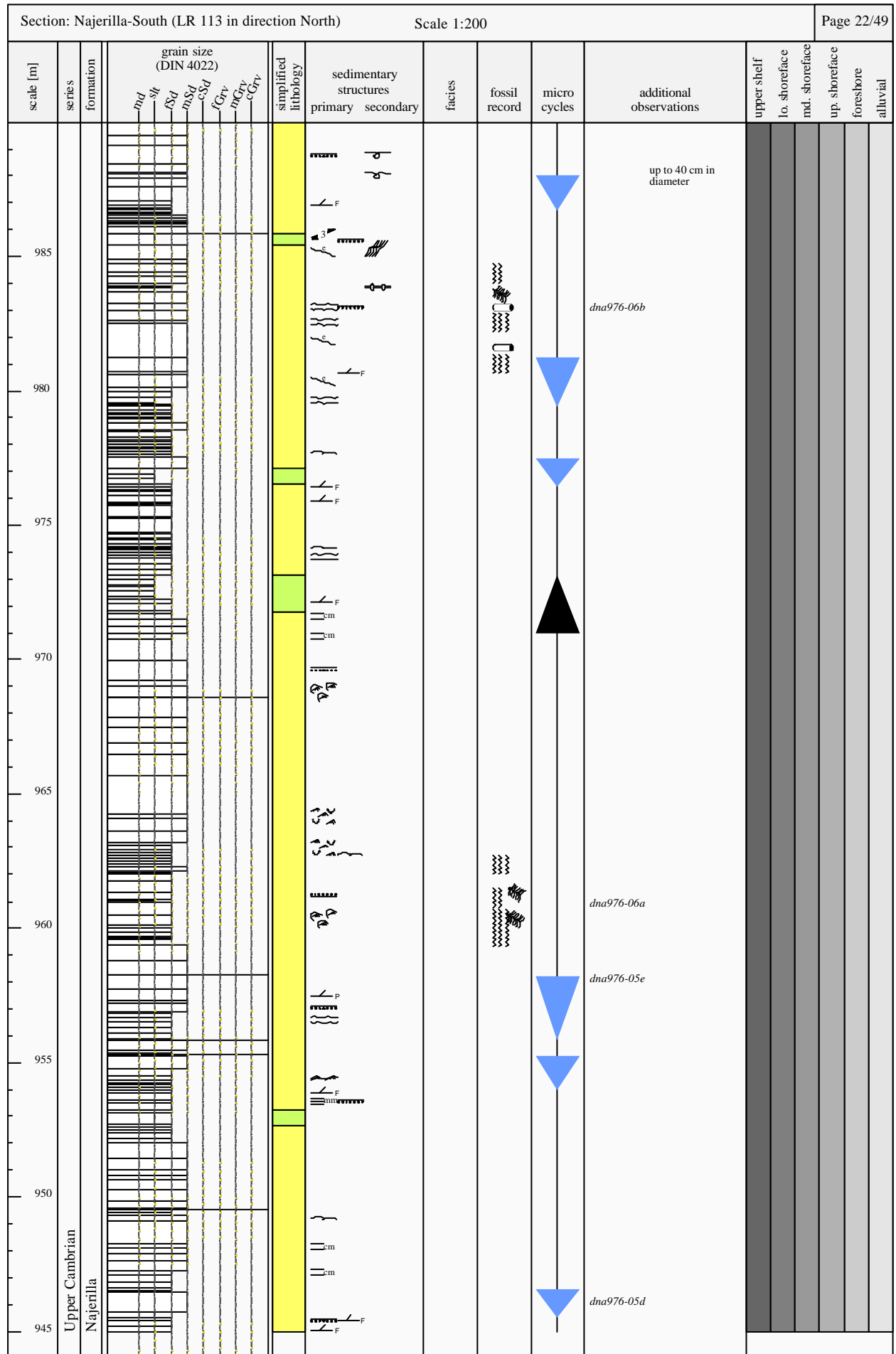


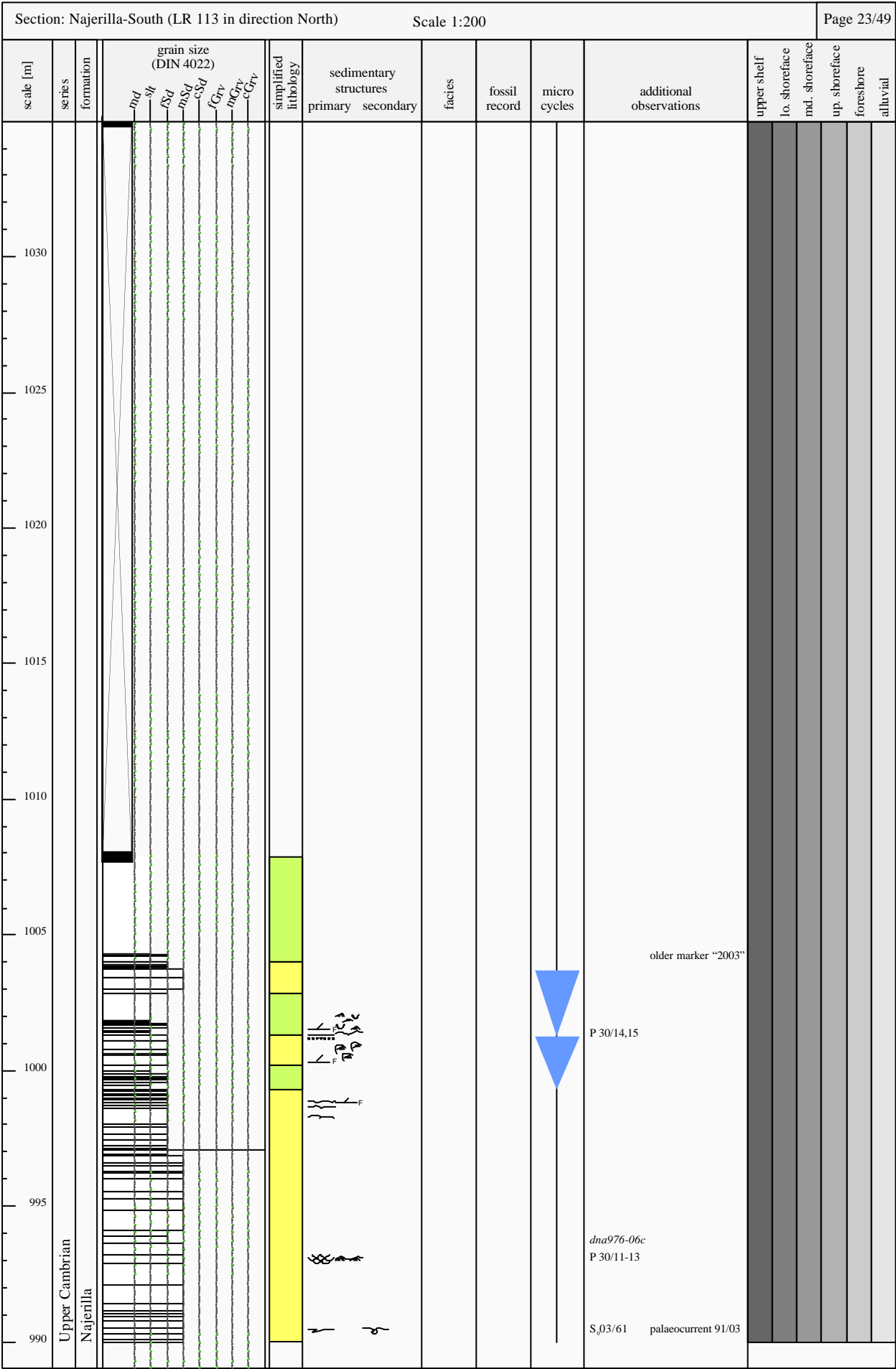


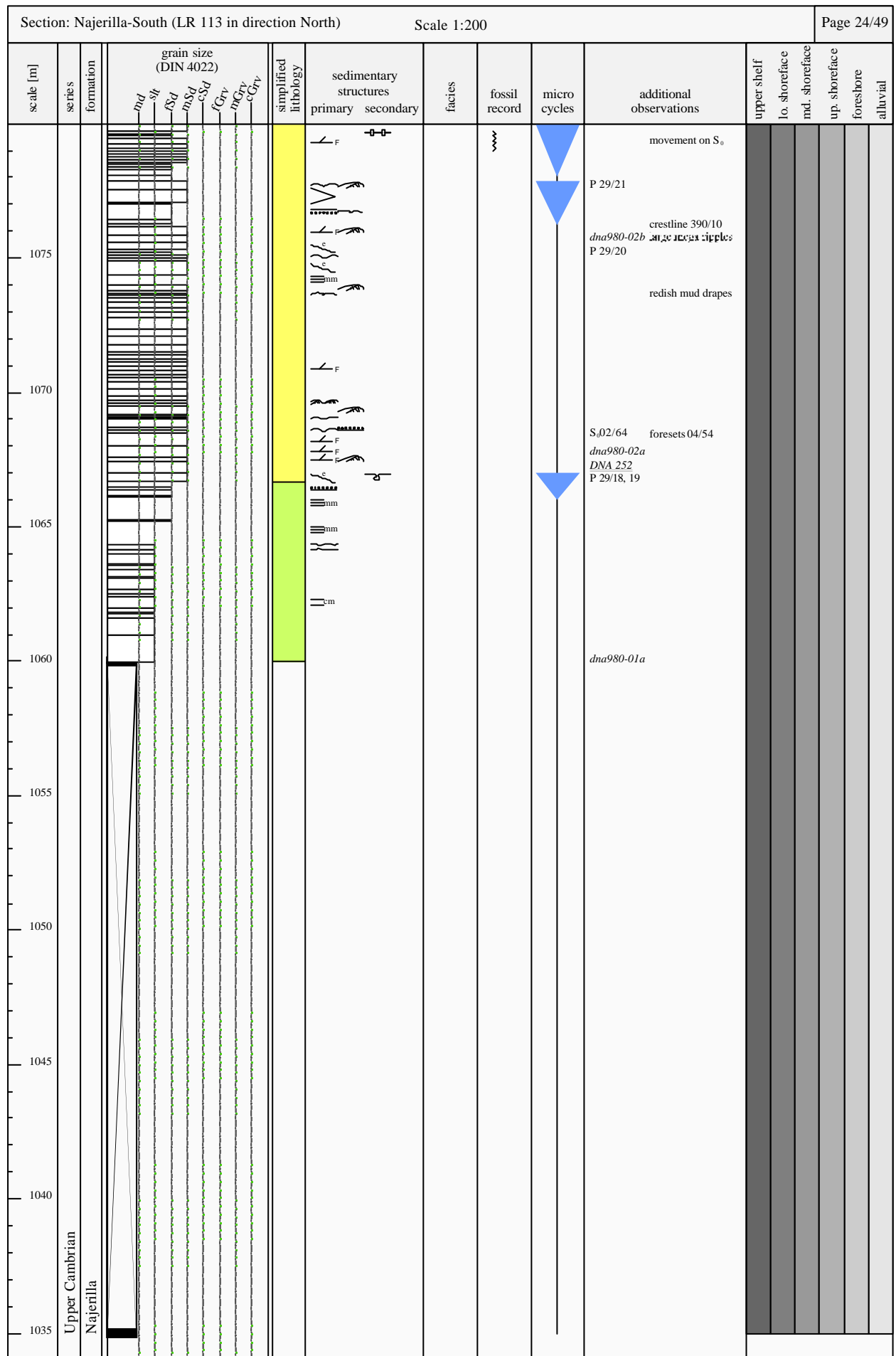


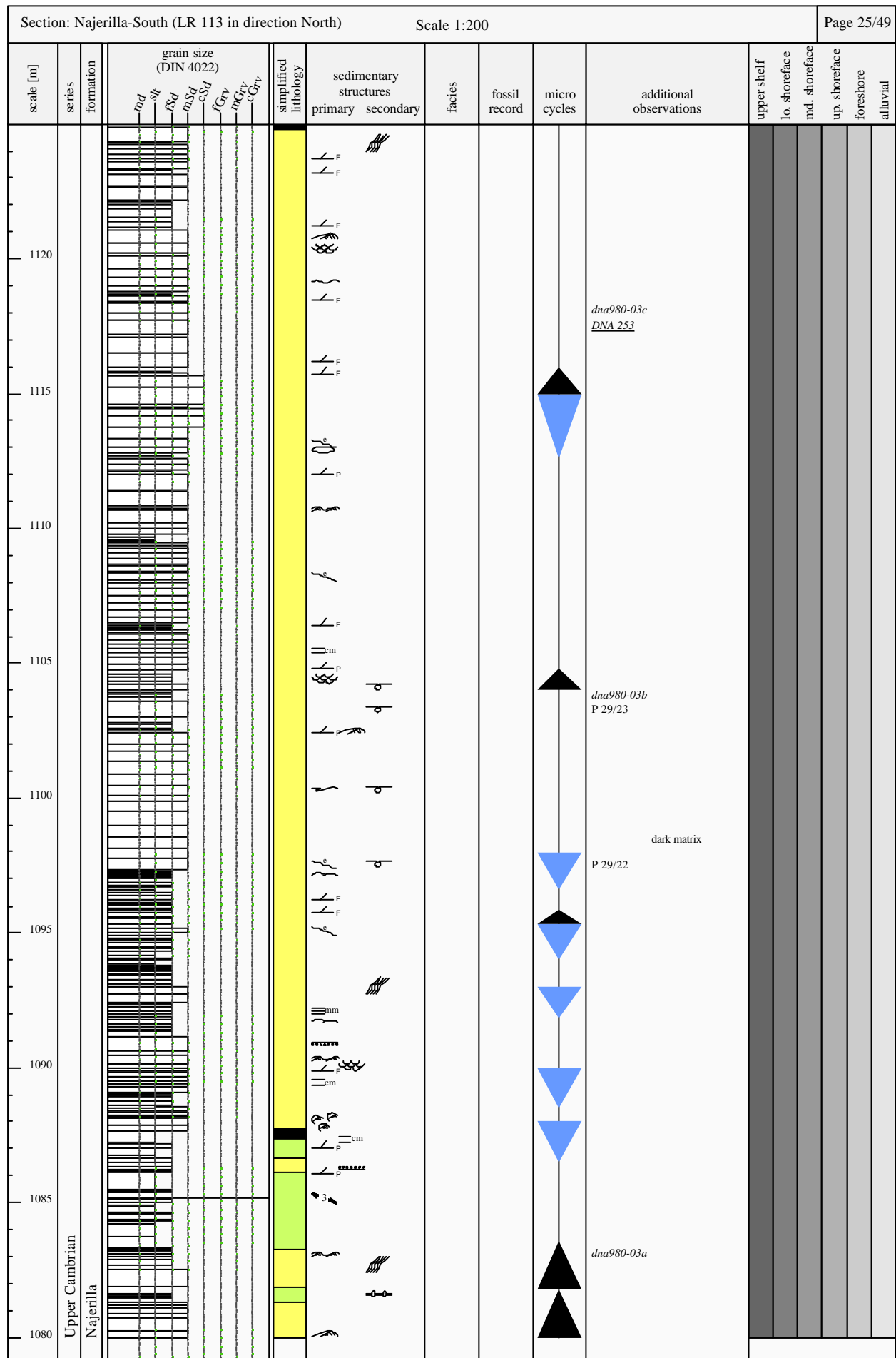


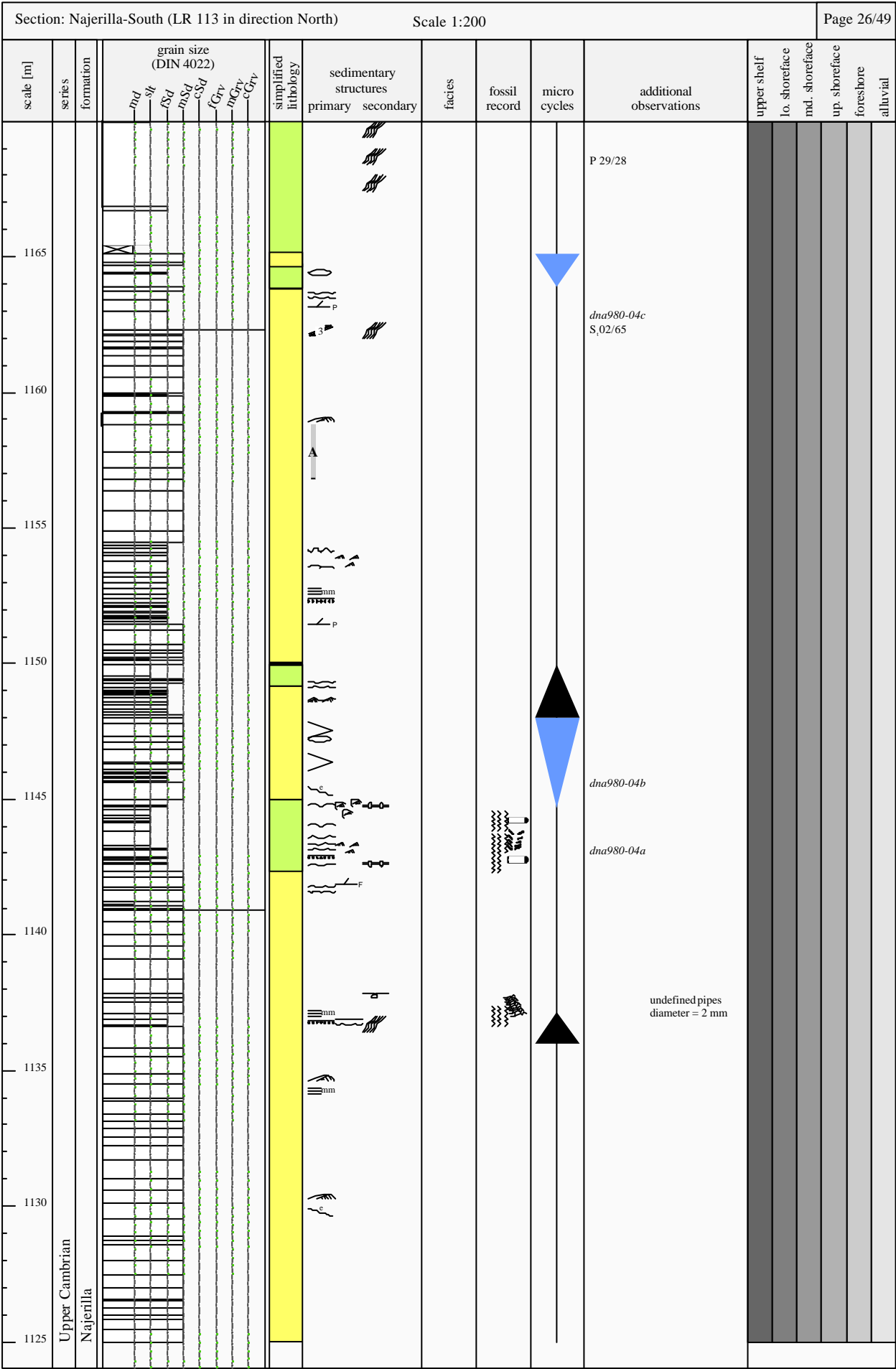
[illegible]

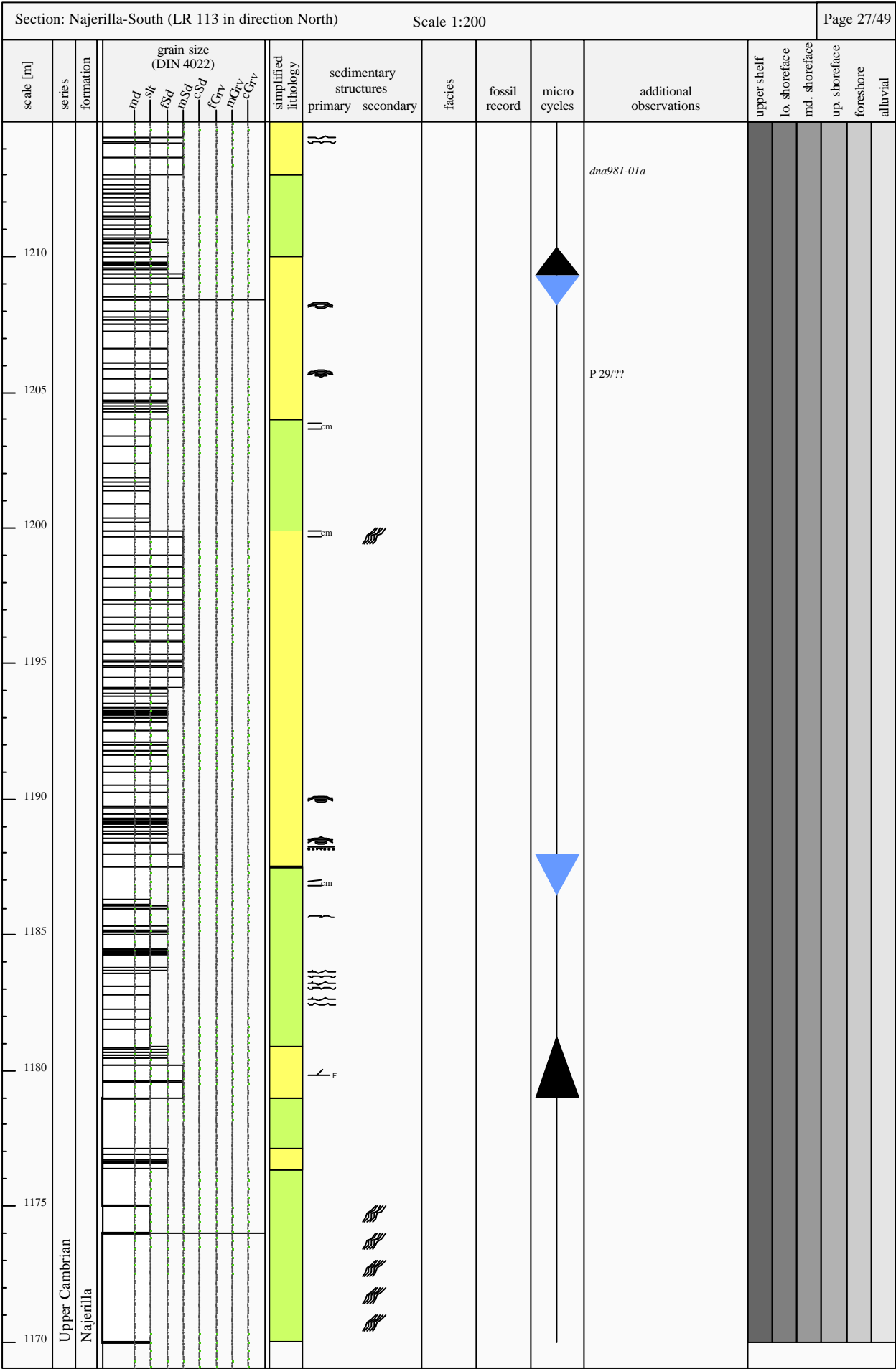


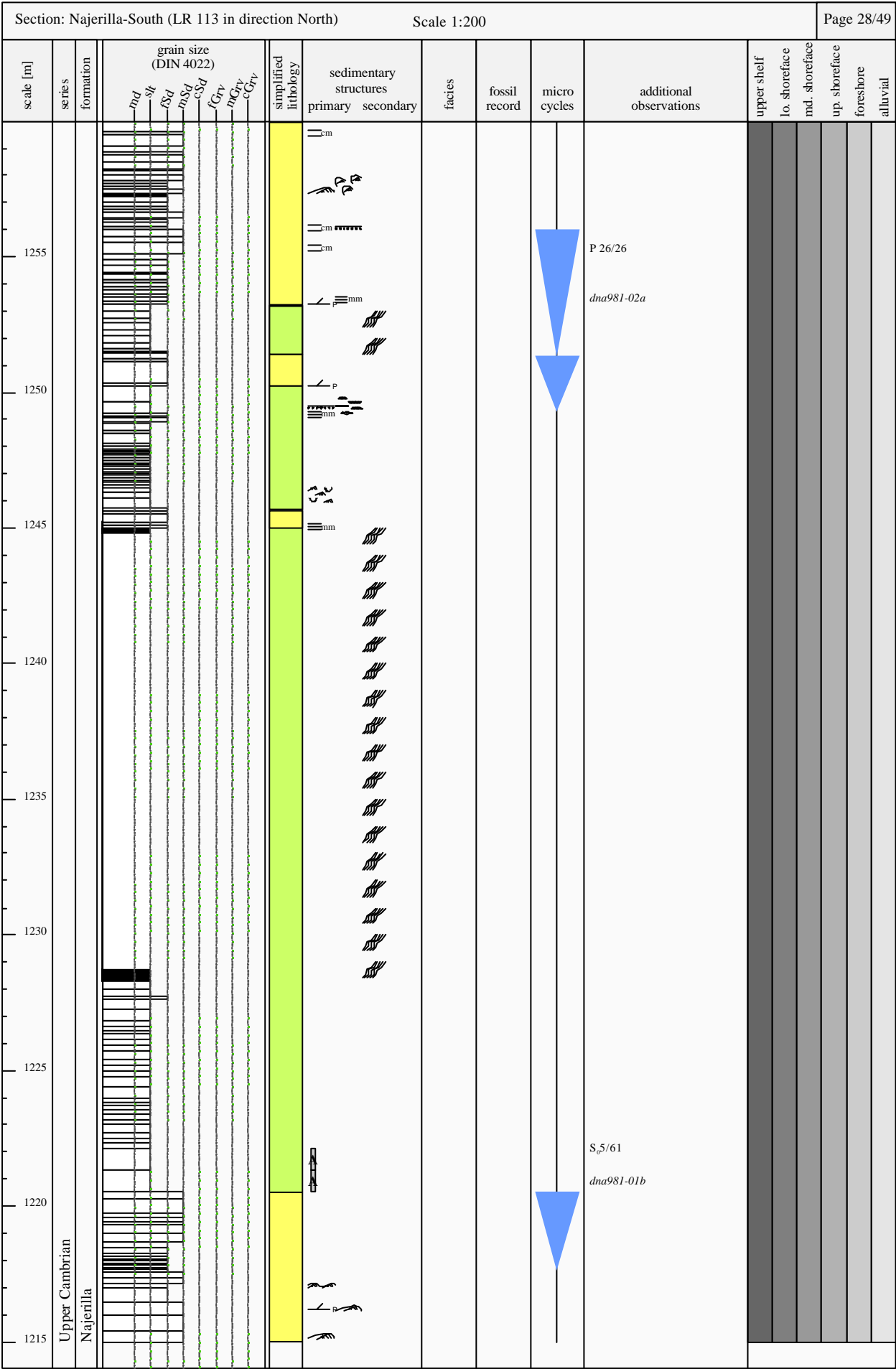










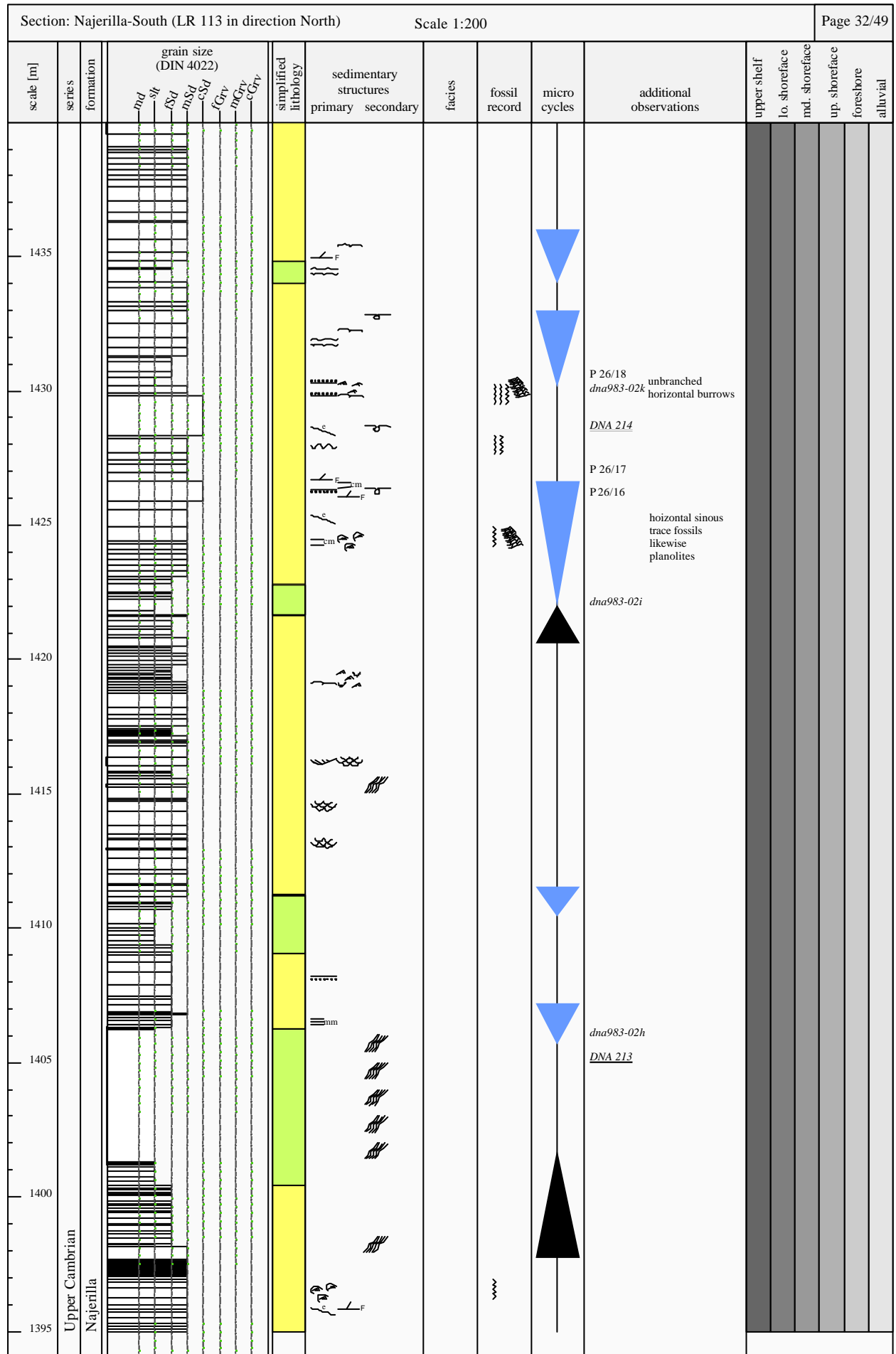


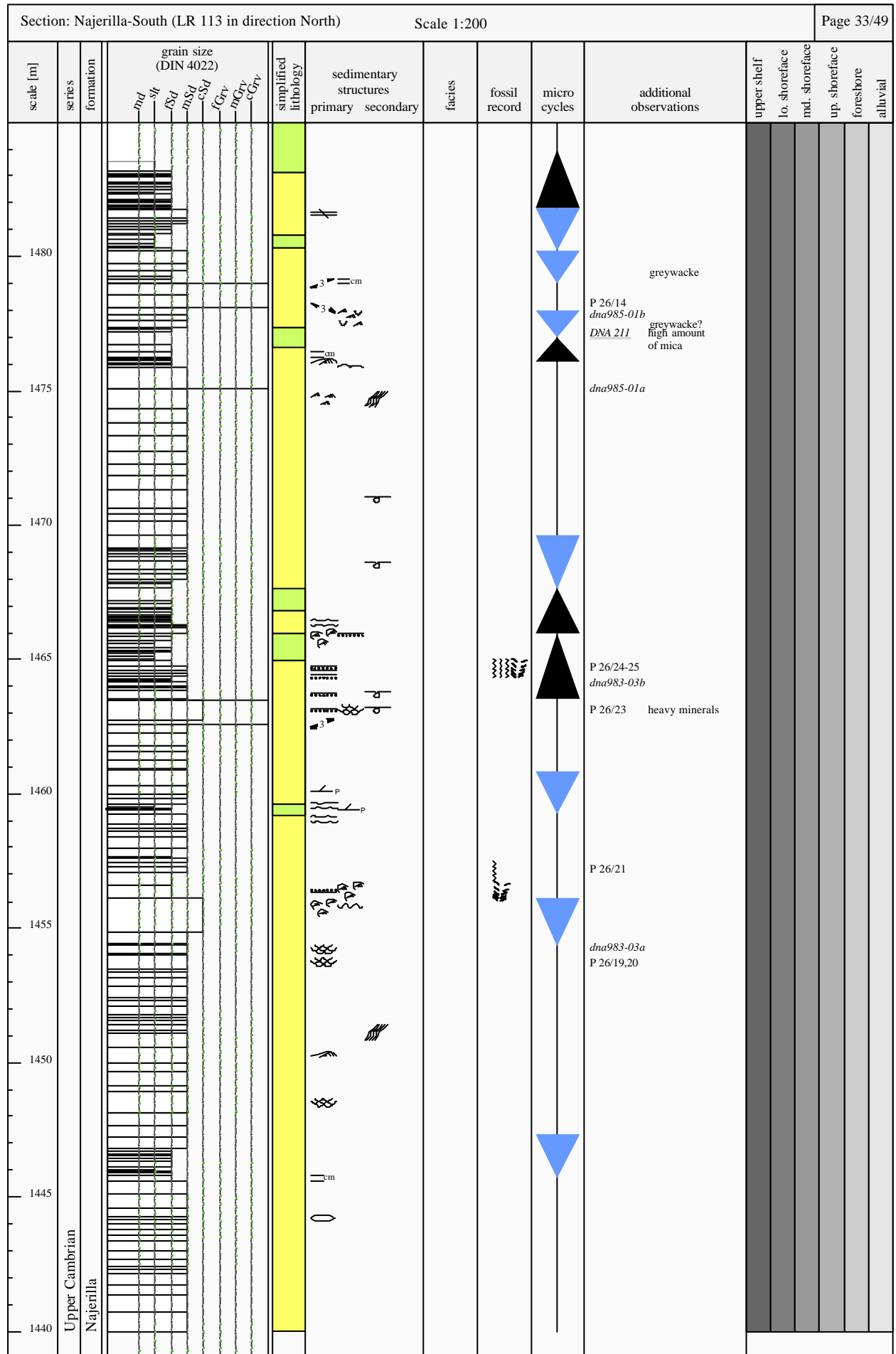


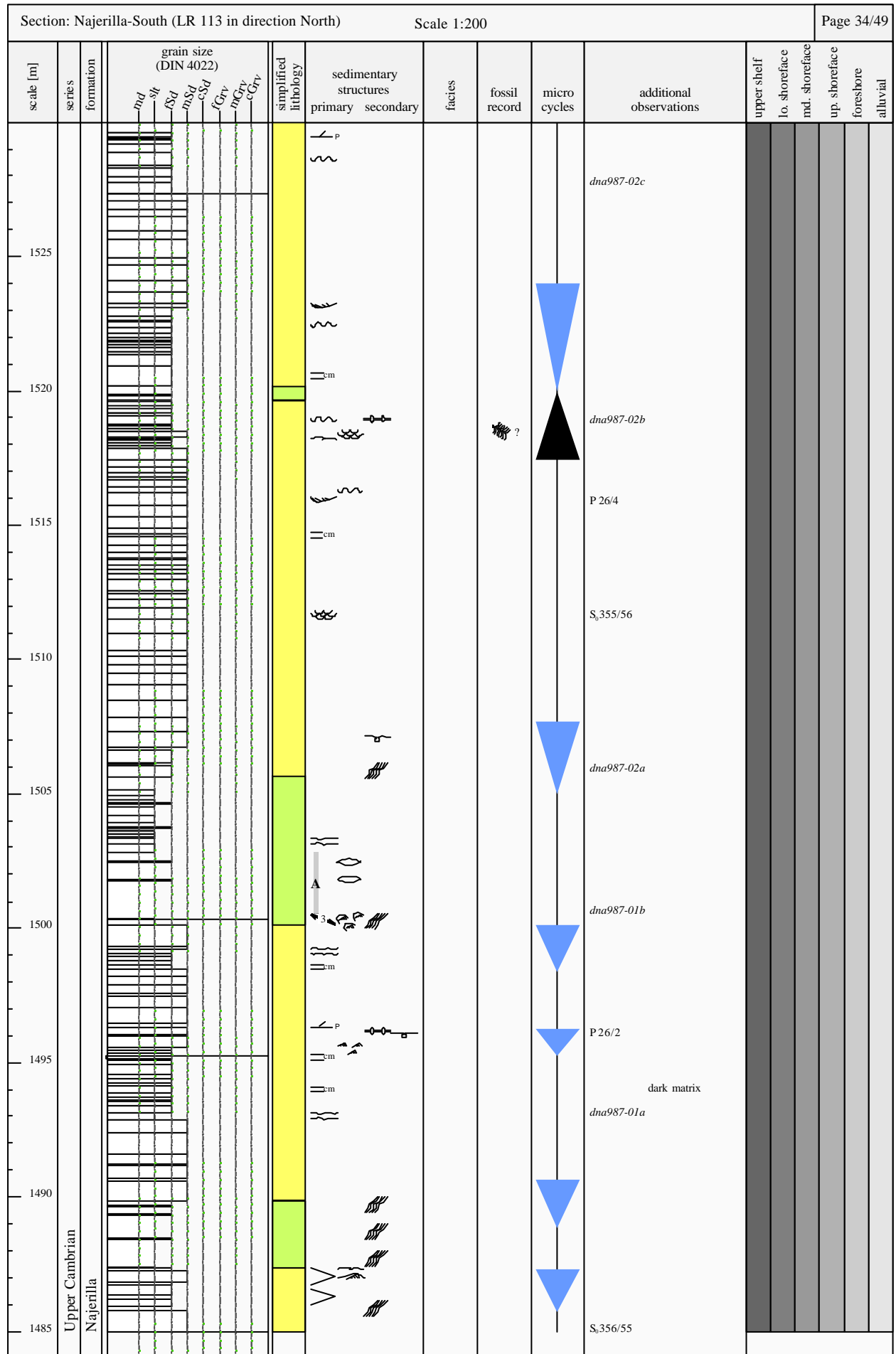


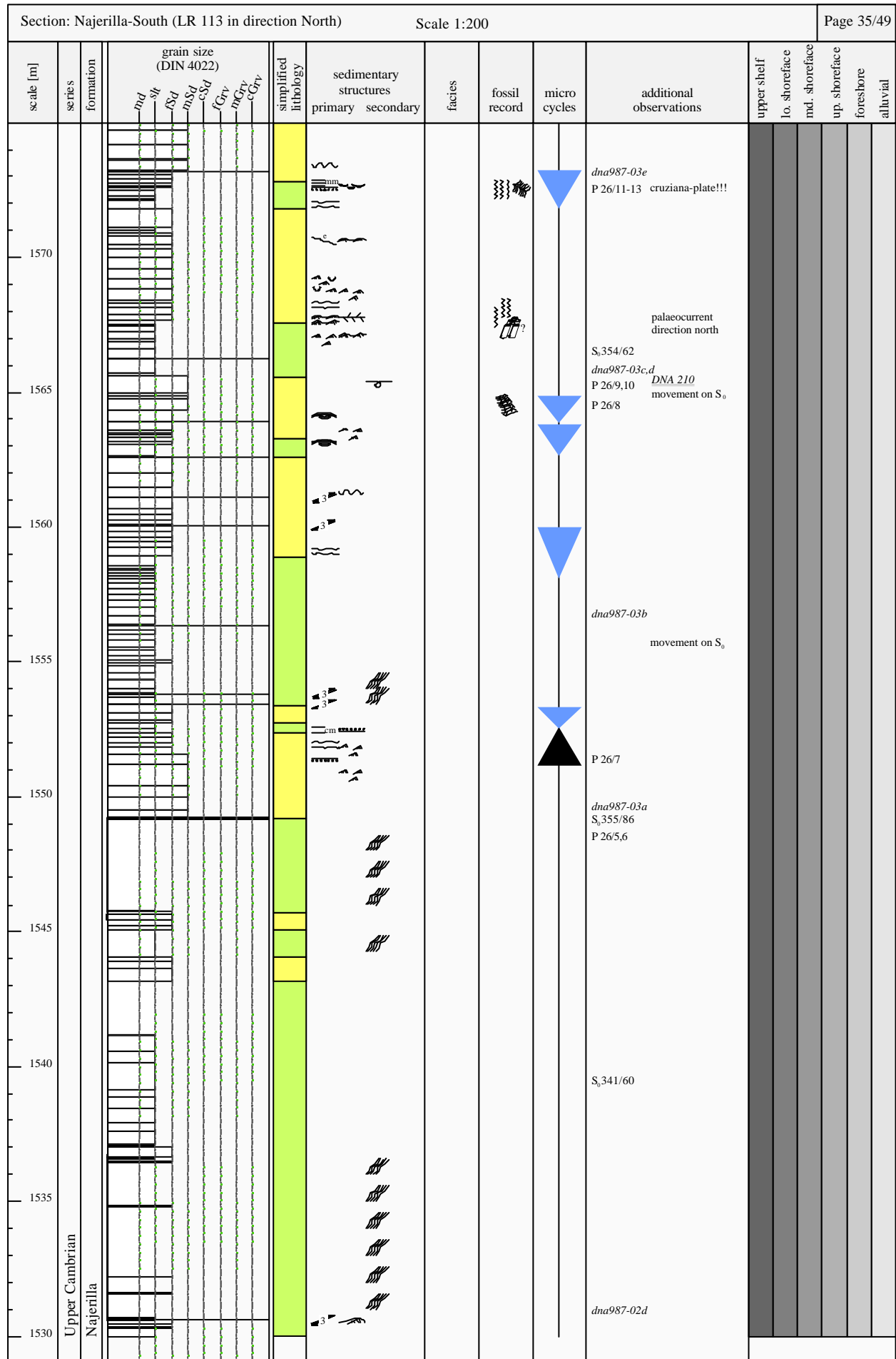
274

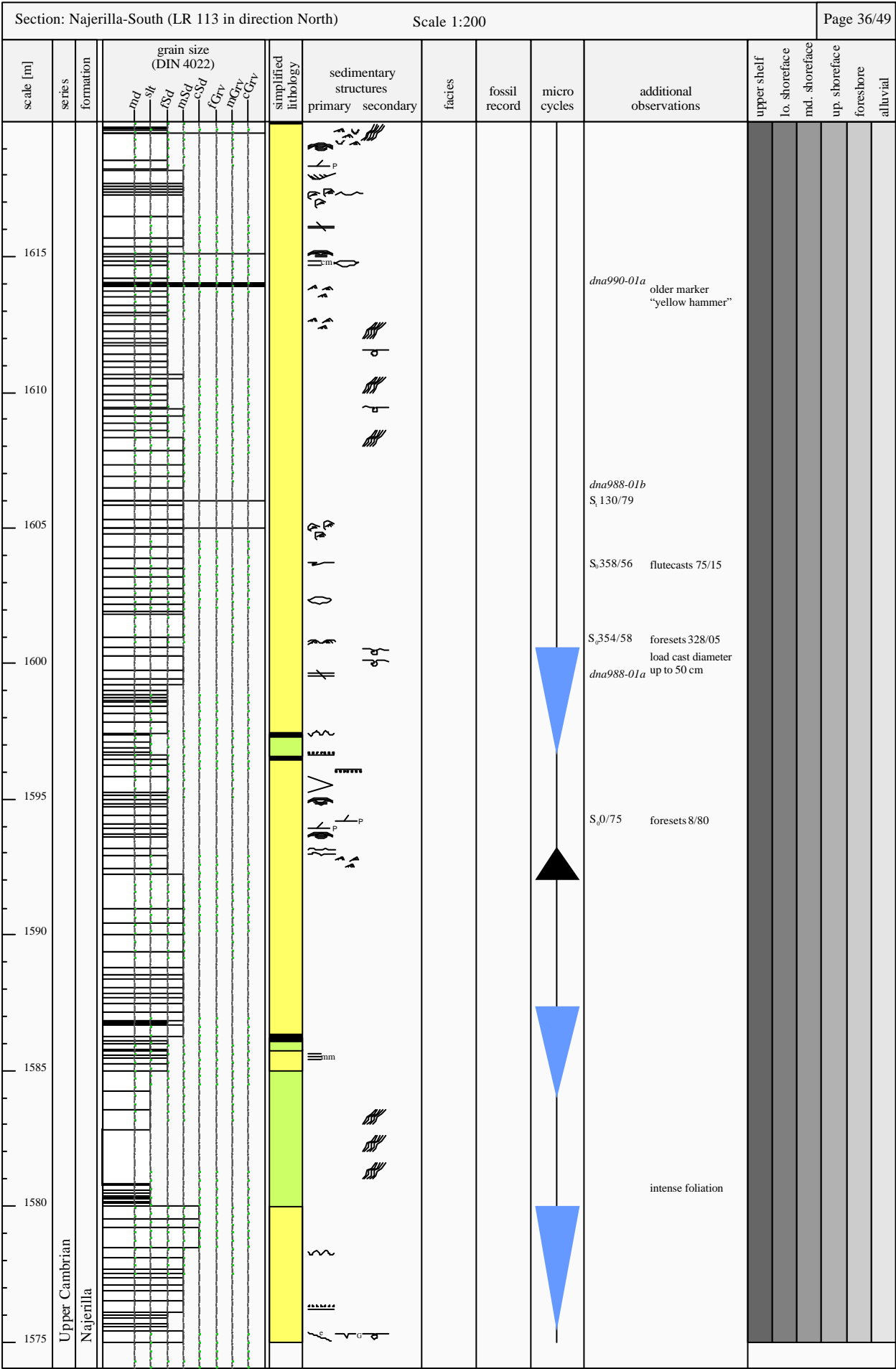
Section: Najerilla-South (LR 113 in direction North)										Scale 1:200										Page 31/49		
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)						simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial	
			md	st	Sd	mSd	cSd	fGrv	mGrv	cGrv	primary	secondary										
1390	Upper Cambrian	Najerilla																				
1385																						
1380																						
1375																						
1370																						
1365																						
1360																						
1355																						
1350																						



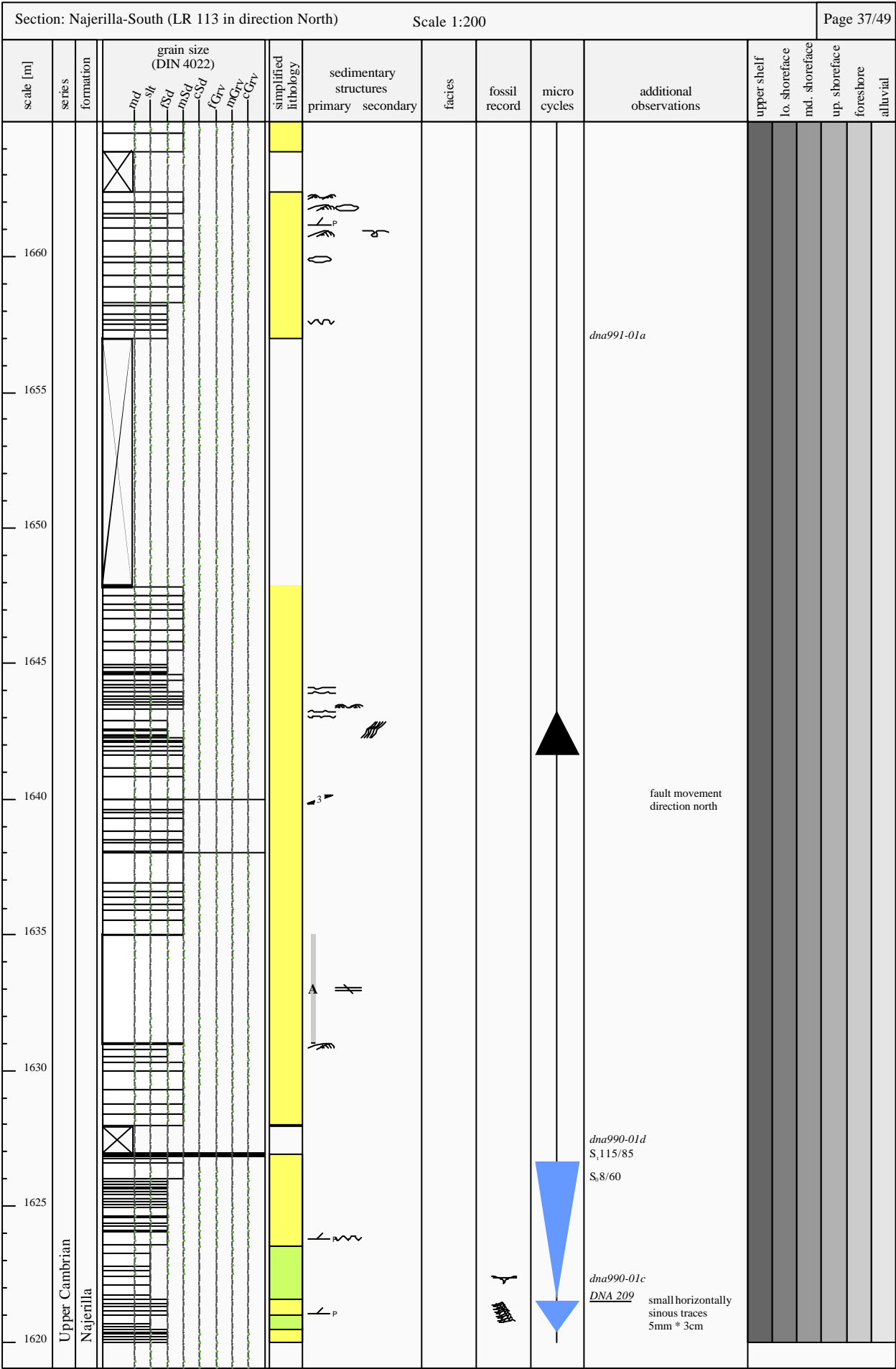




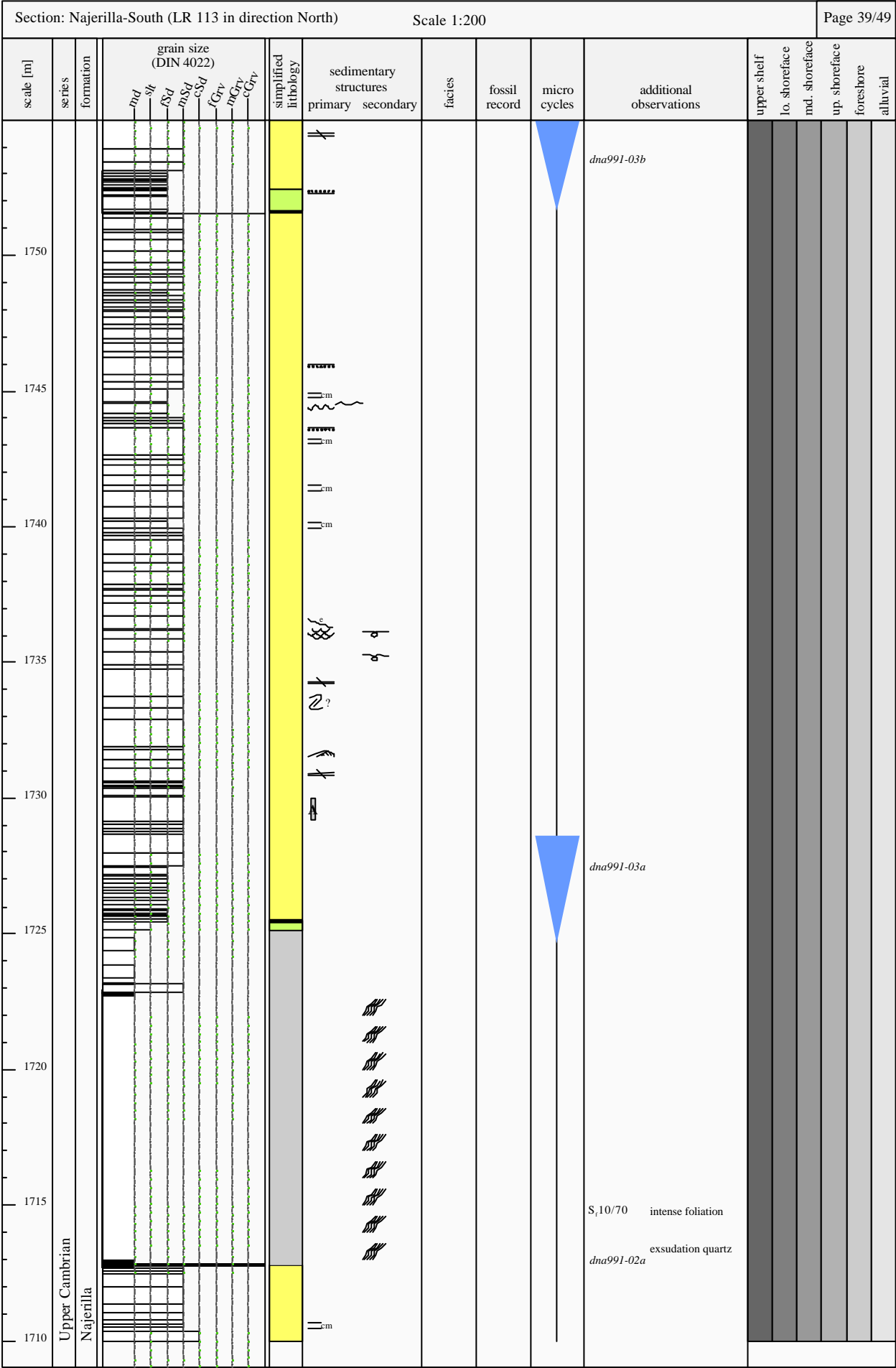




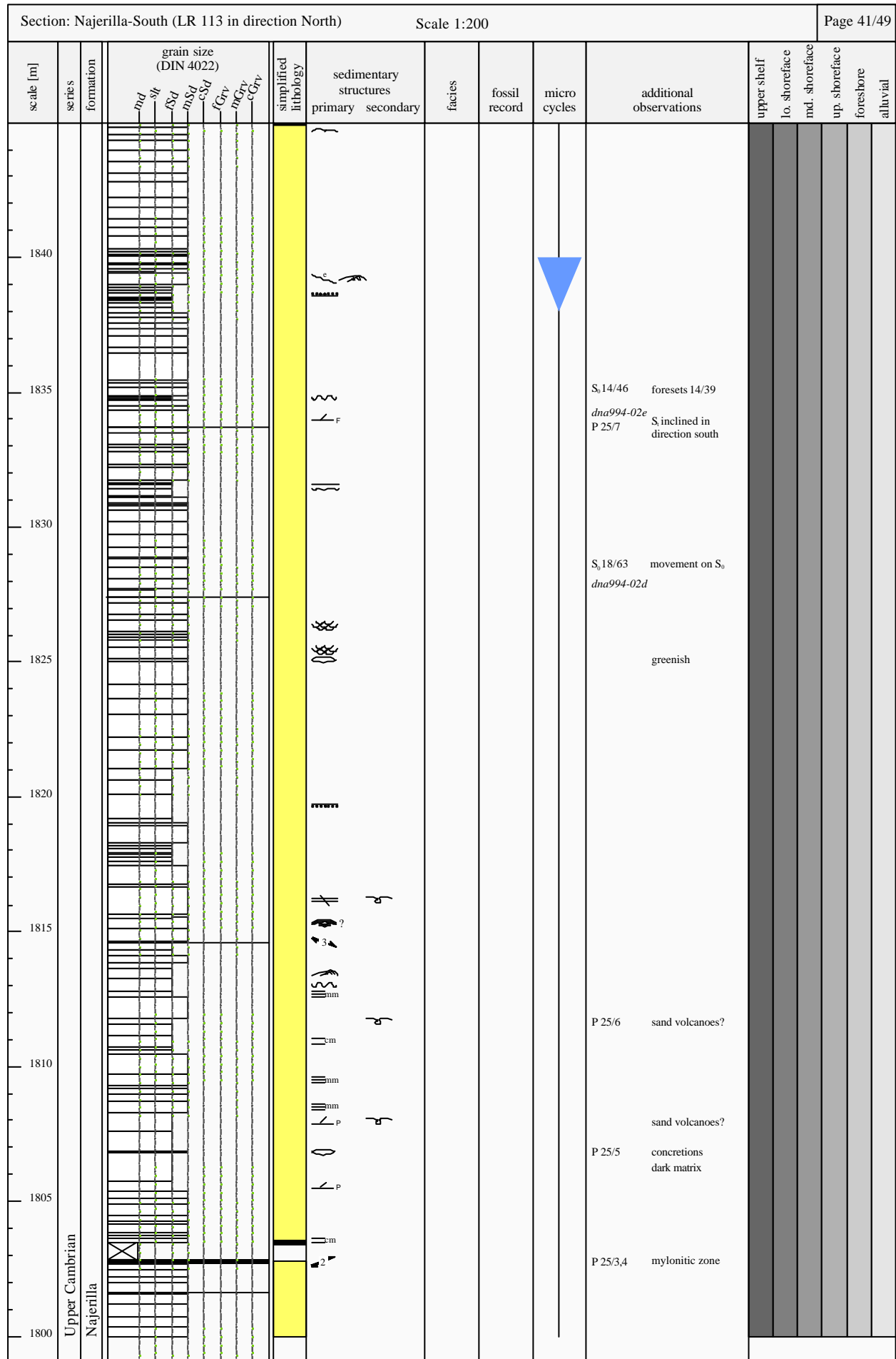


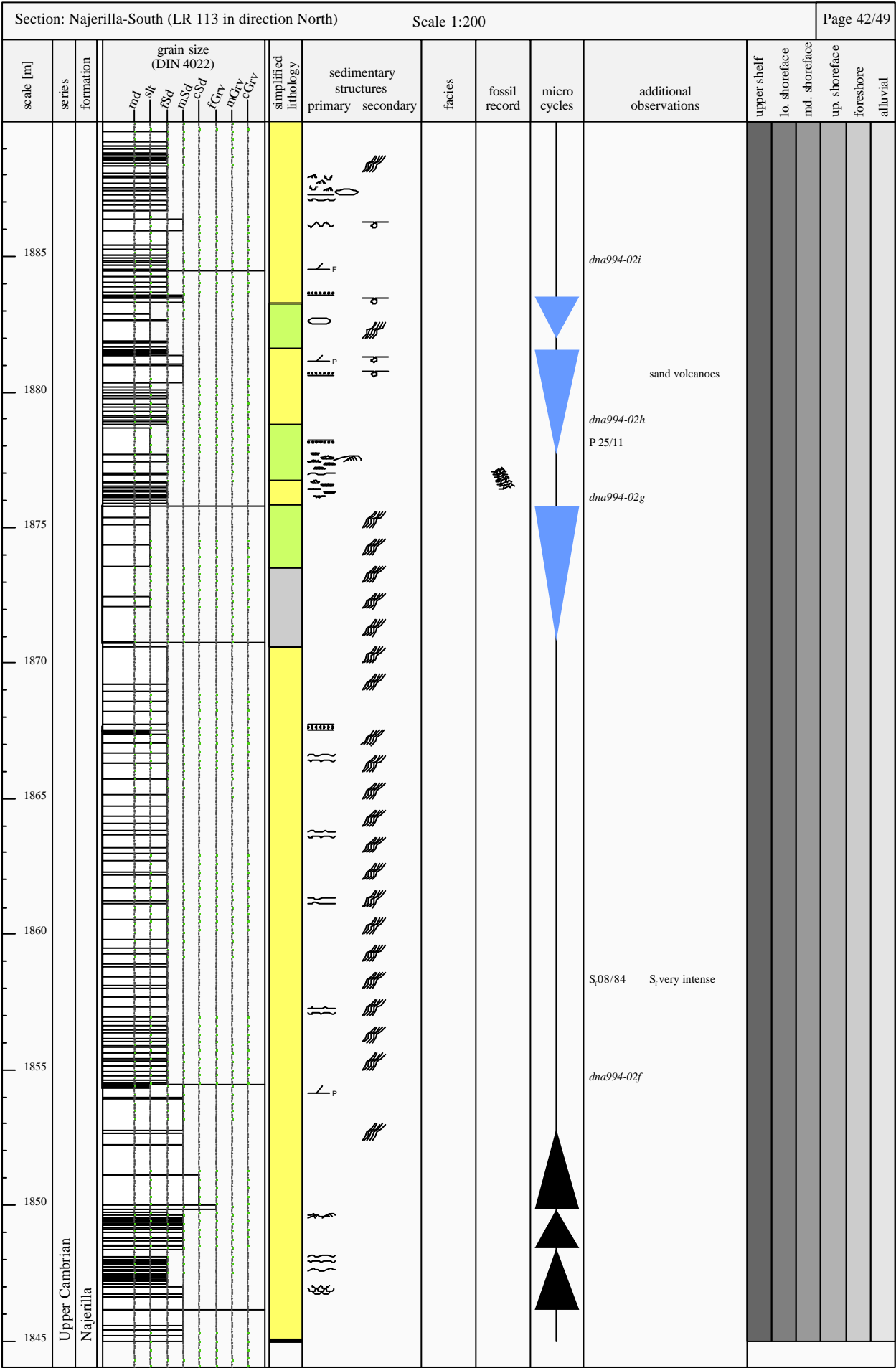


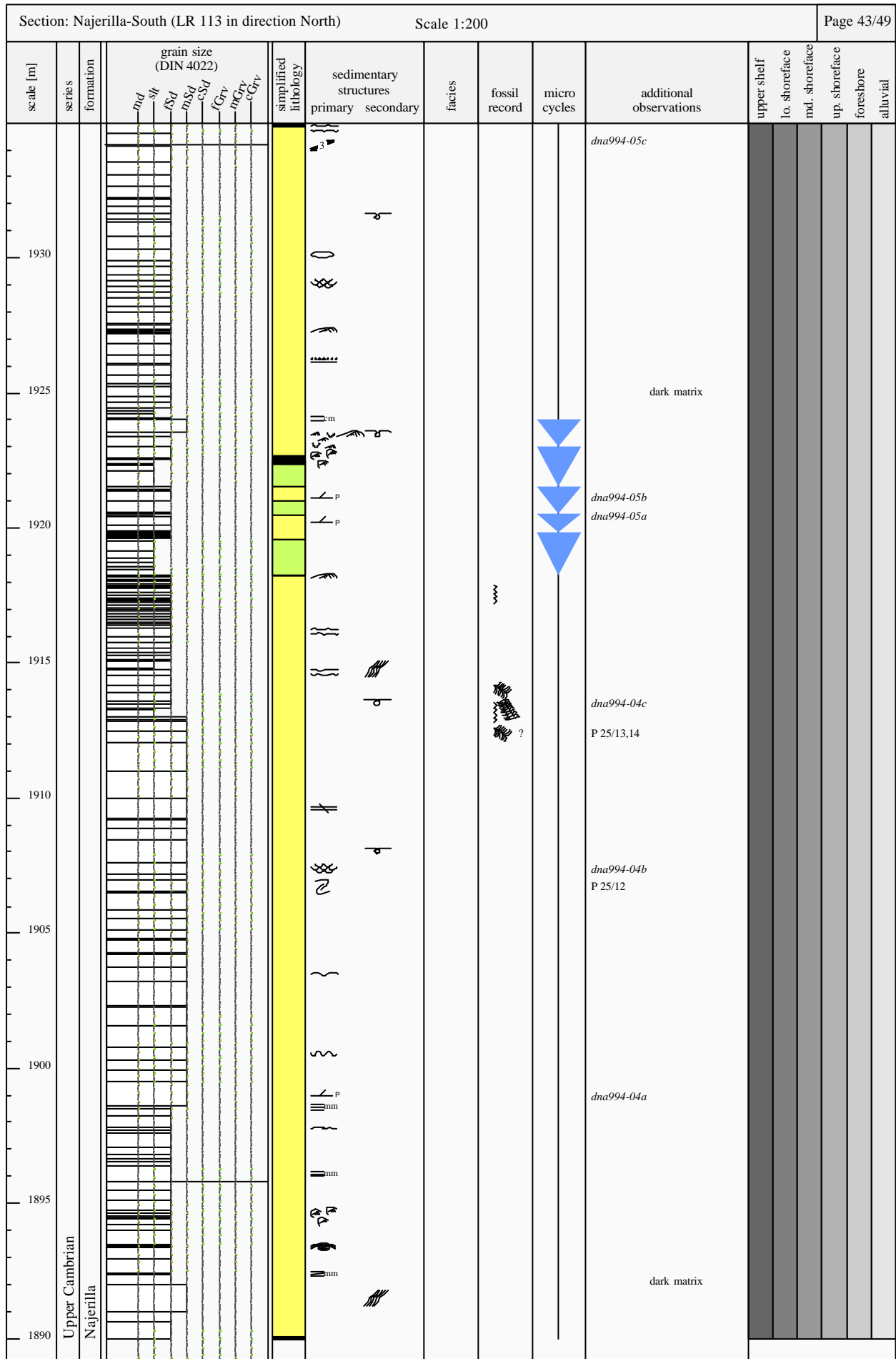
[illegible]



Section: Najerilla-South (LR 113 in direction North)																Scale 1:200						Page 40/49	
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)						simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial		
			md	st	fsd	msd	csd	fGrv		mGrv	cGrv											primary	secondary
1795	Upper Cambrian	Najerilla																					
1790																							
1785																							
1780																							
1775																							
1770																							
1765																							
1760																							
1755																							

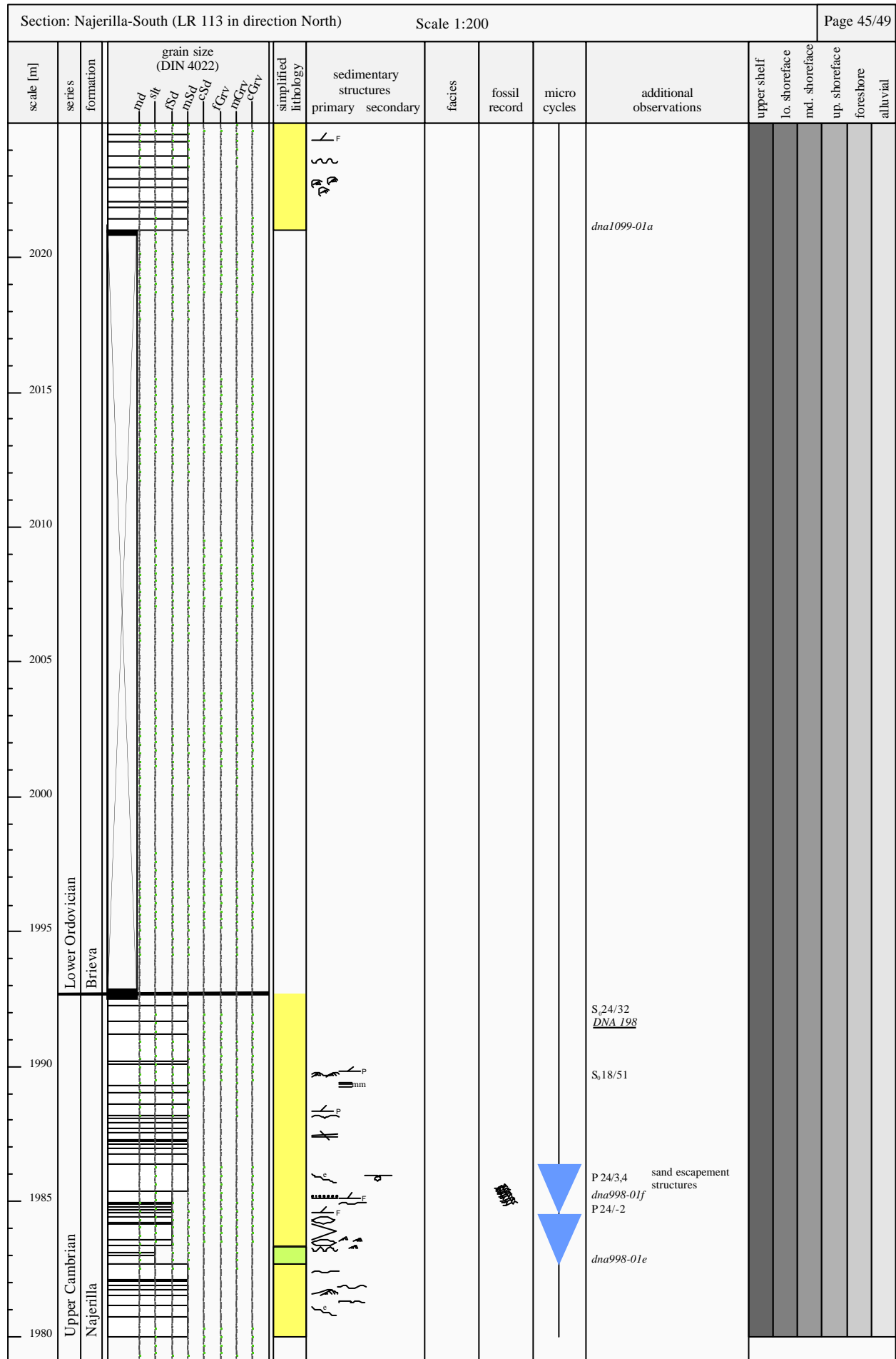


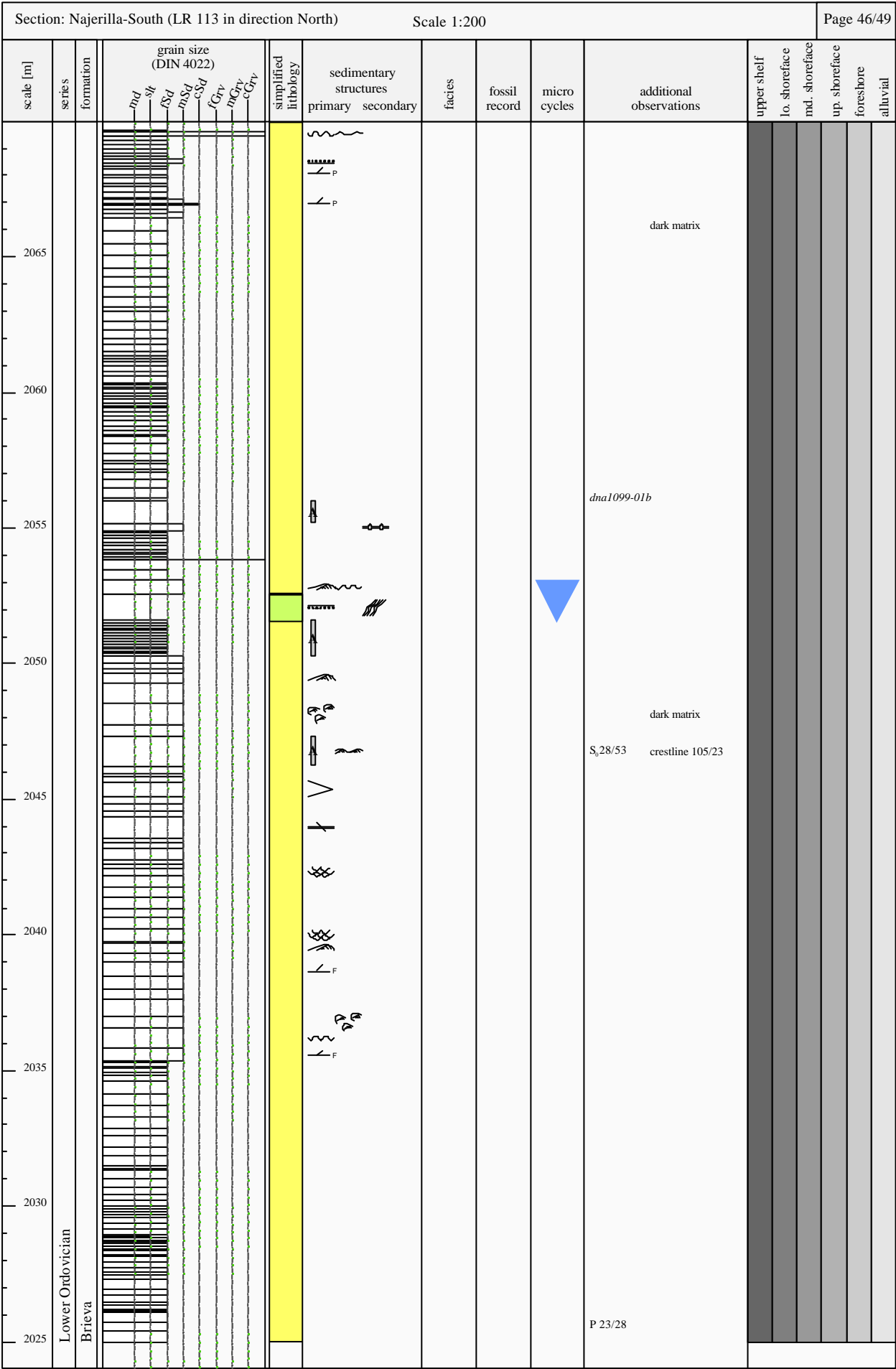


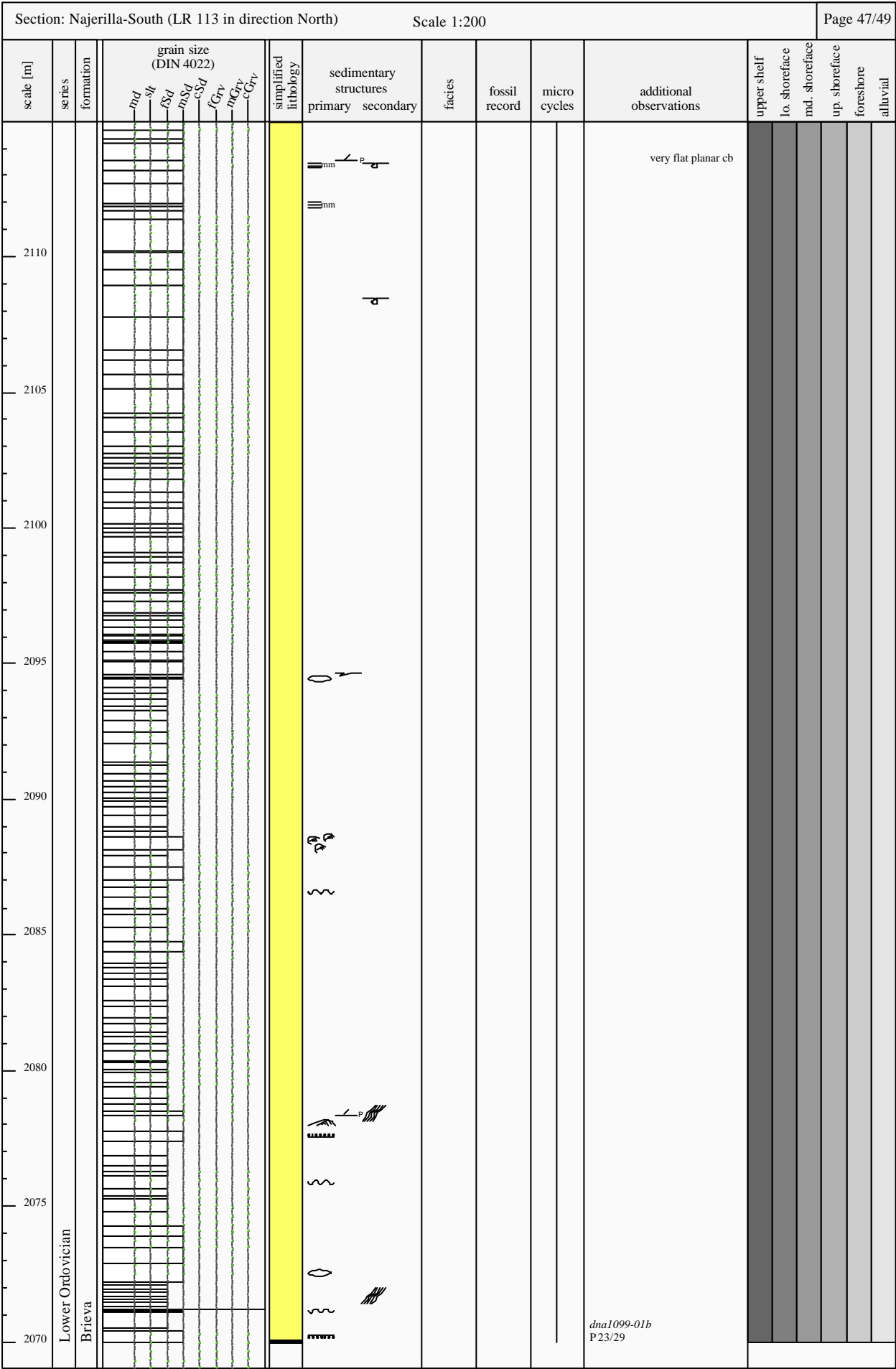


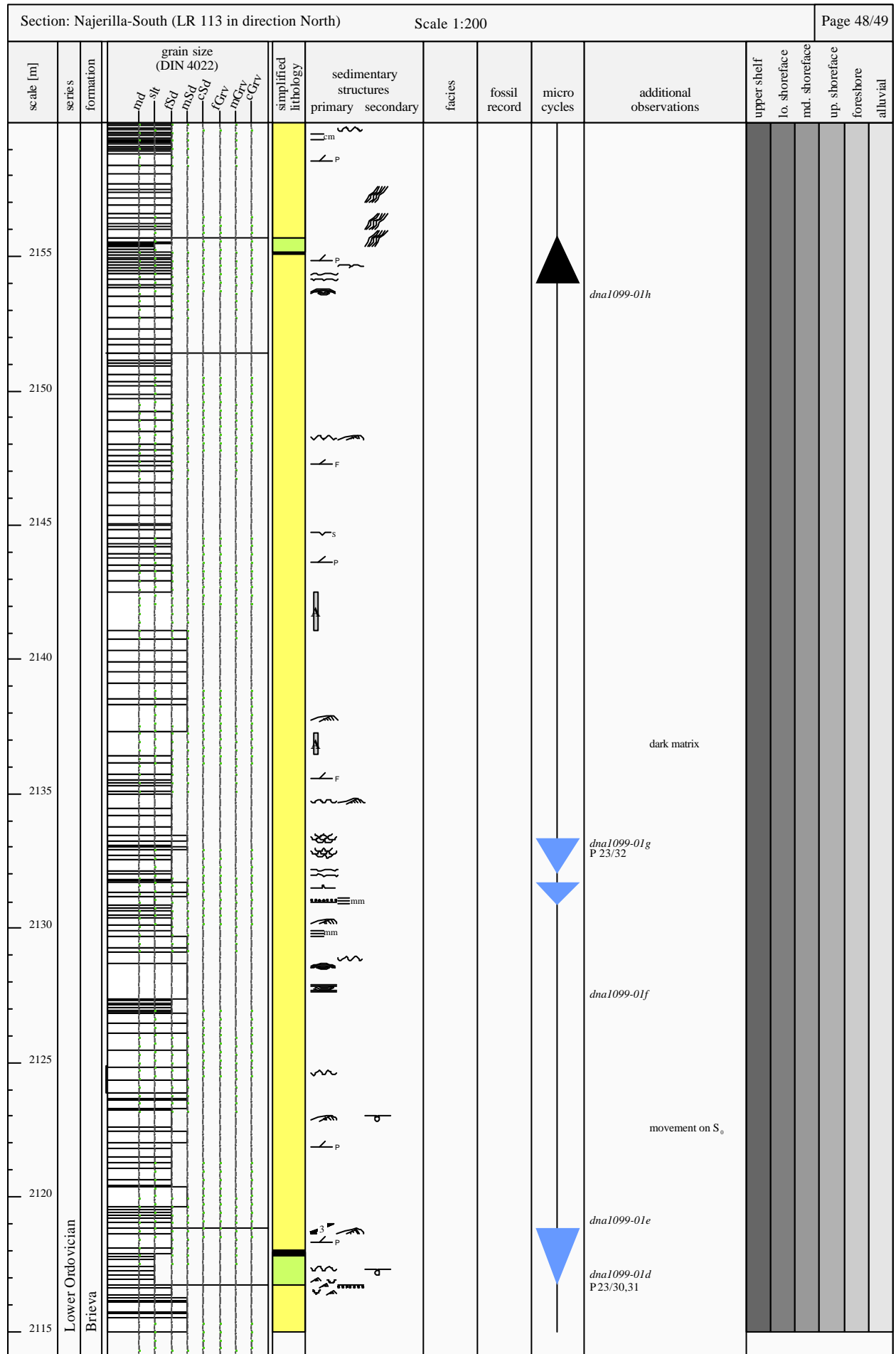
[illegible]

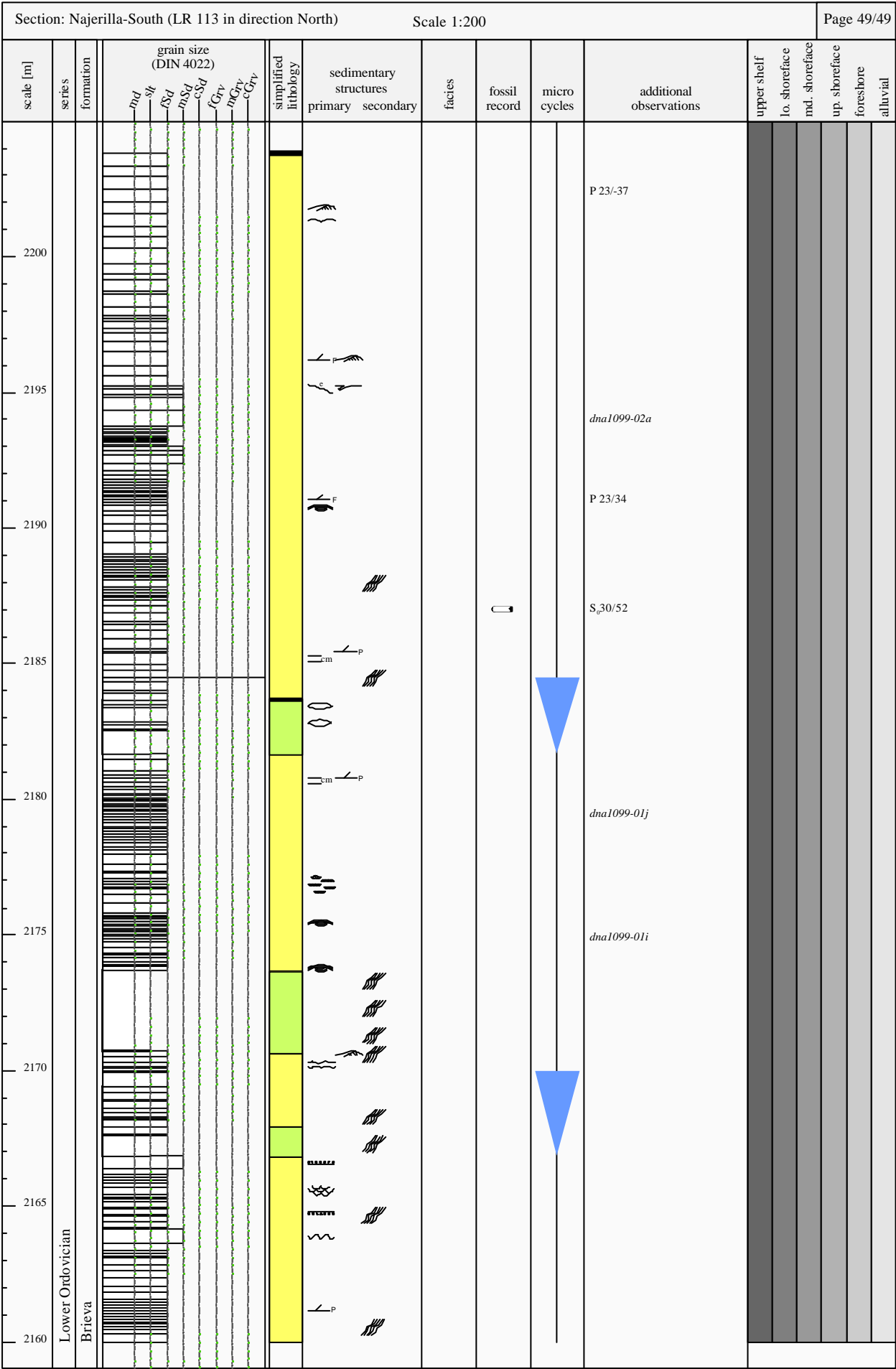






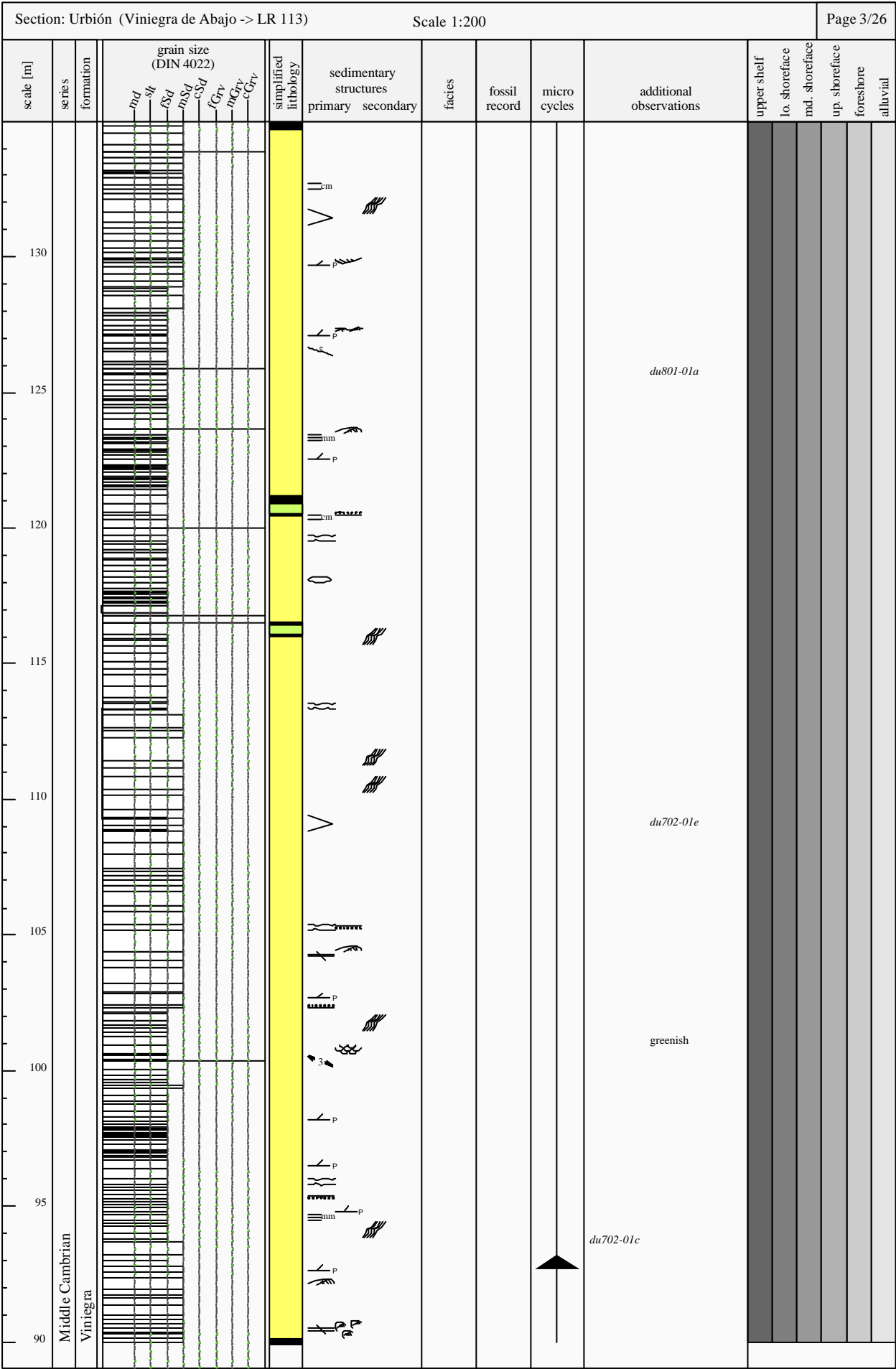




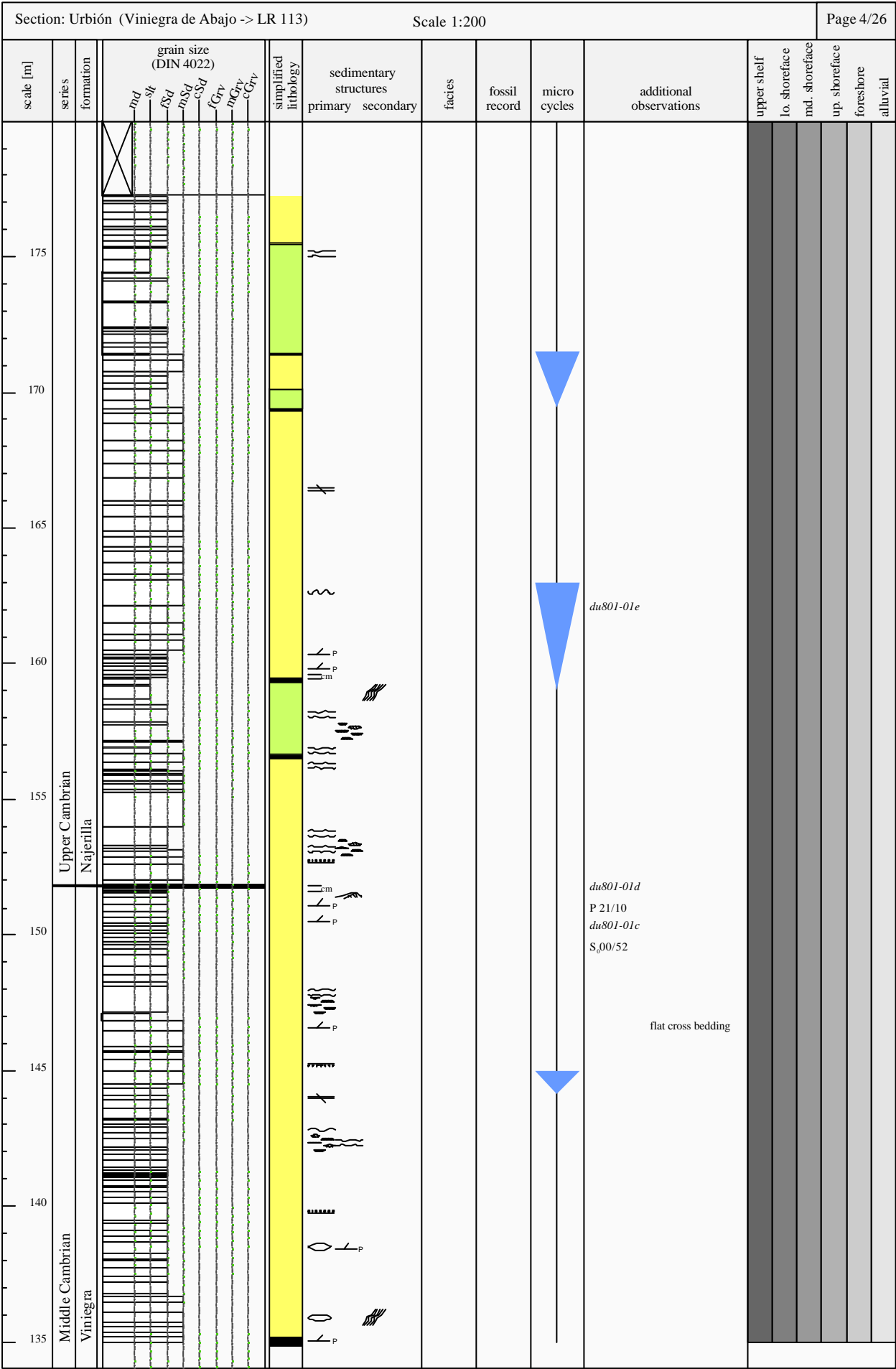




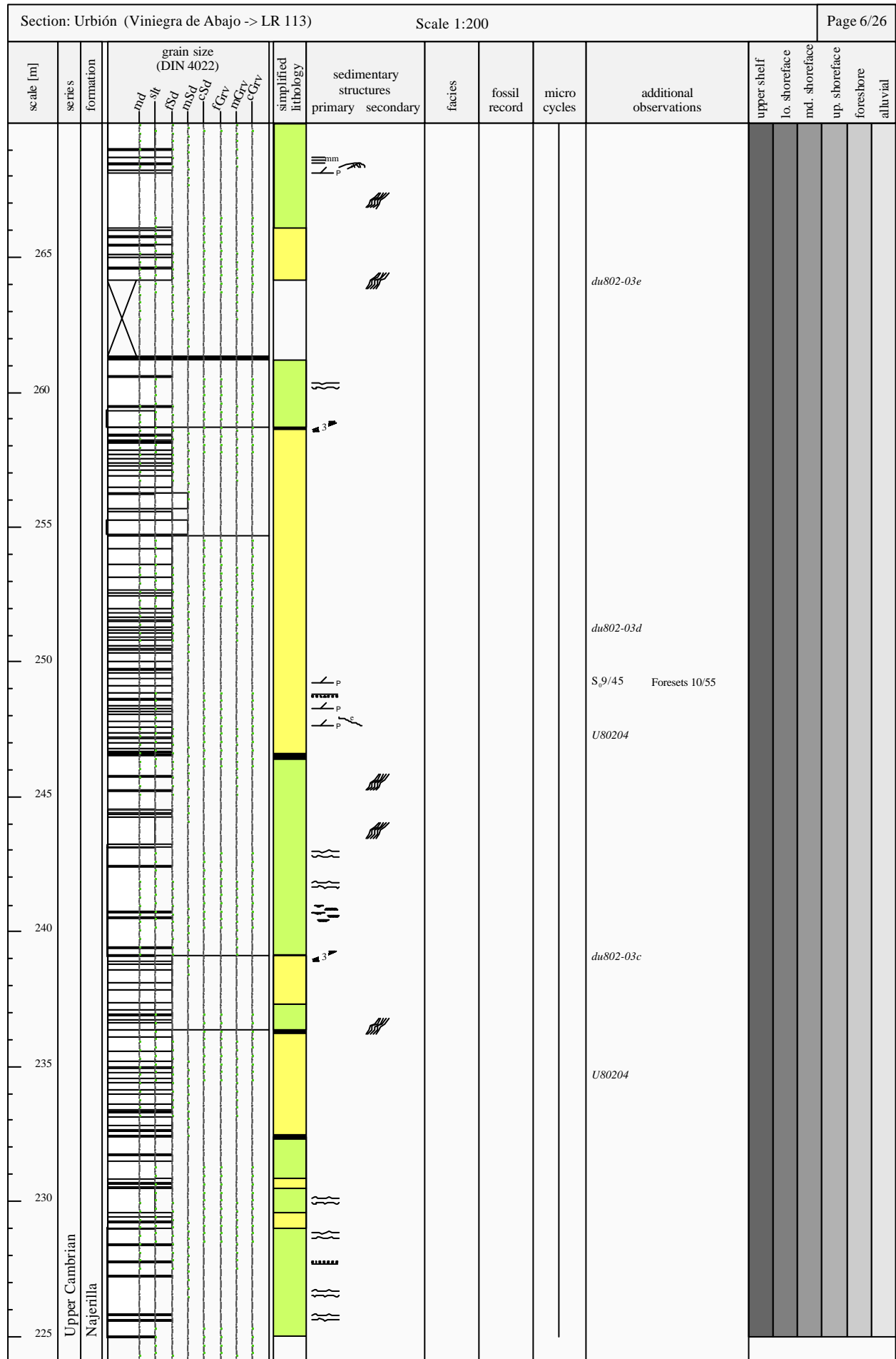
Section: Urbión (Viniegra de Abajo -> LR 113)													Scale 1:200		Page 2/26								
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial	
			md	sl	fsd	msd	fsd	fGrv	mGrv		cGrv	primary											secondary
85	Middle Cambrian	Viniegra																					
80																							

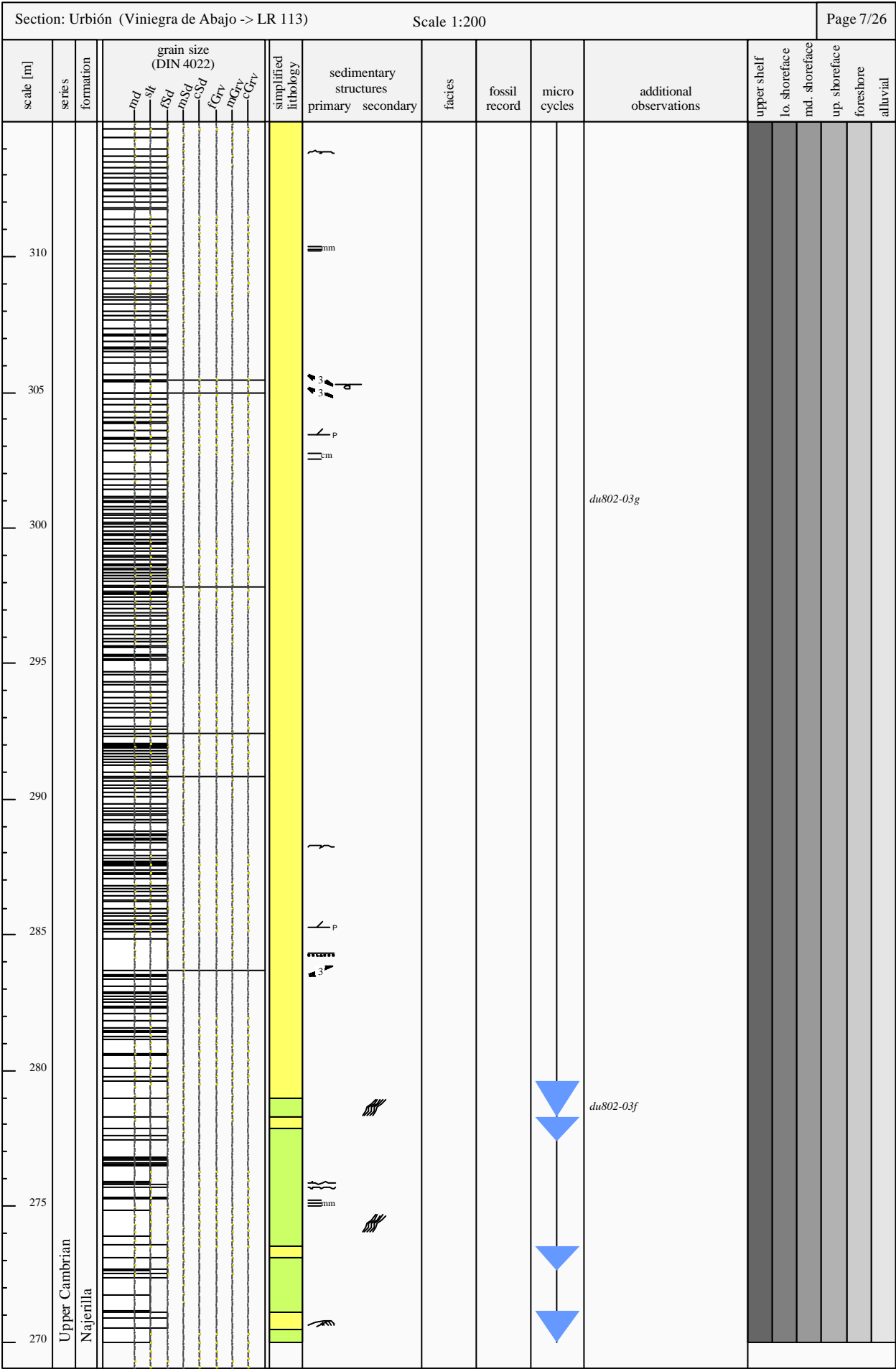












Section: Urbión (Viniegra de Abajo -> LR 113)										Scale 1:200		Page 8/26									
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations					
			md	st	sd	msd	csd	fGrv	mGrv		cGrv	primary					secondary	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface
355	Upper Cambrian	Najerilla																			
350																du803-01c					
345																					
340																	du803-01b				
335																					
330																					
325																	du803-01a				
320																					
315																					

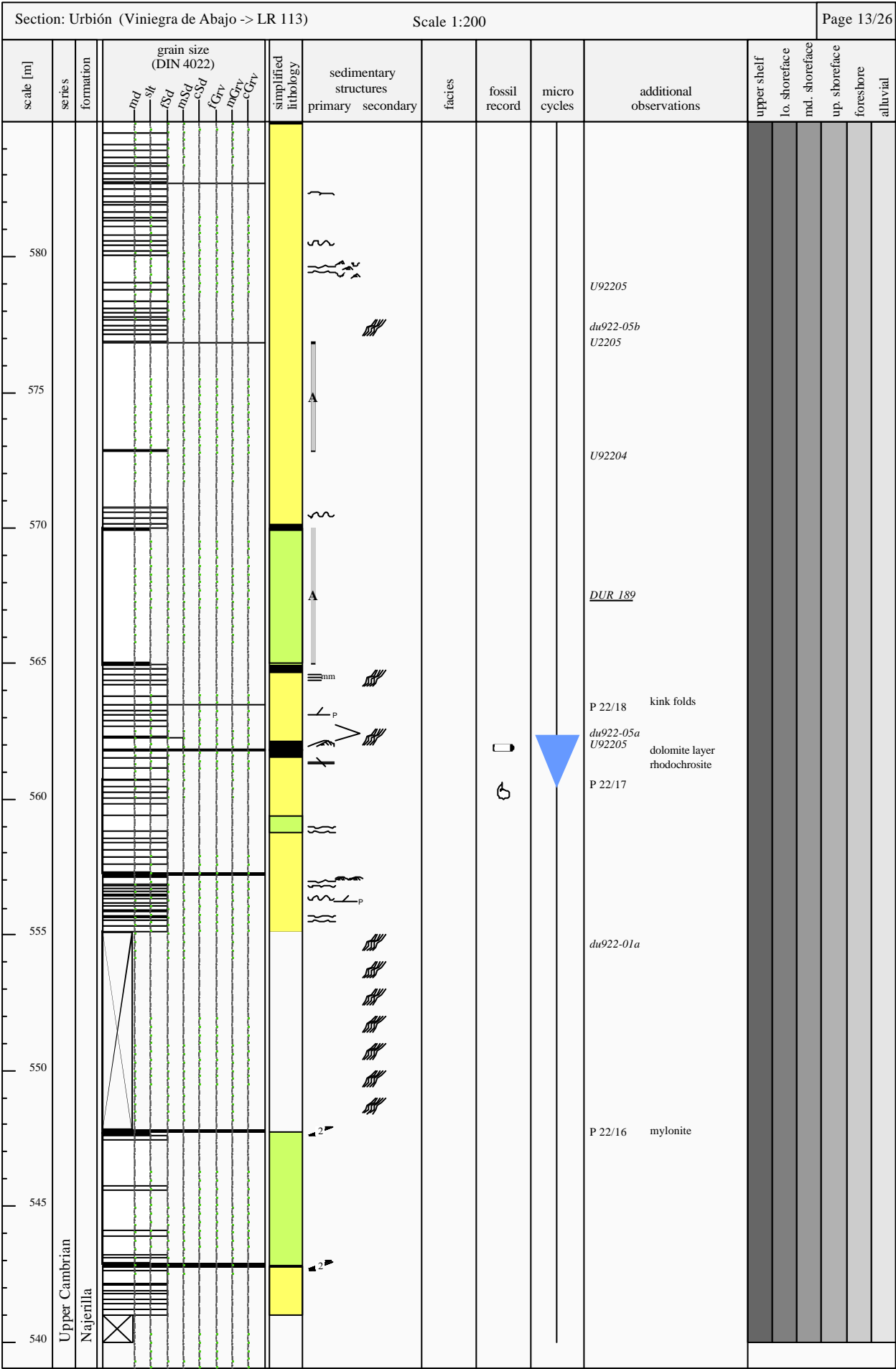
[illegible]

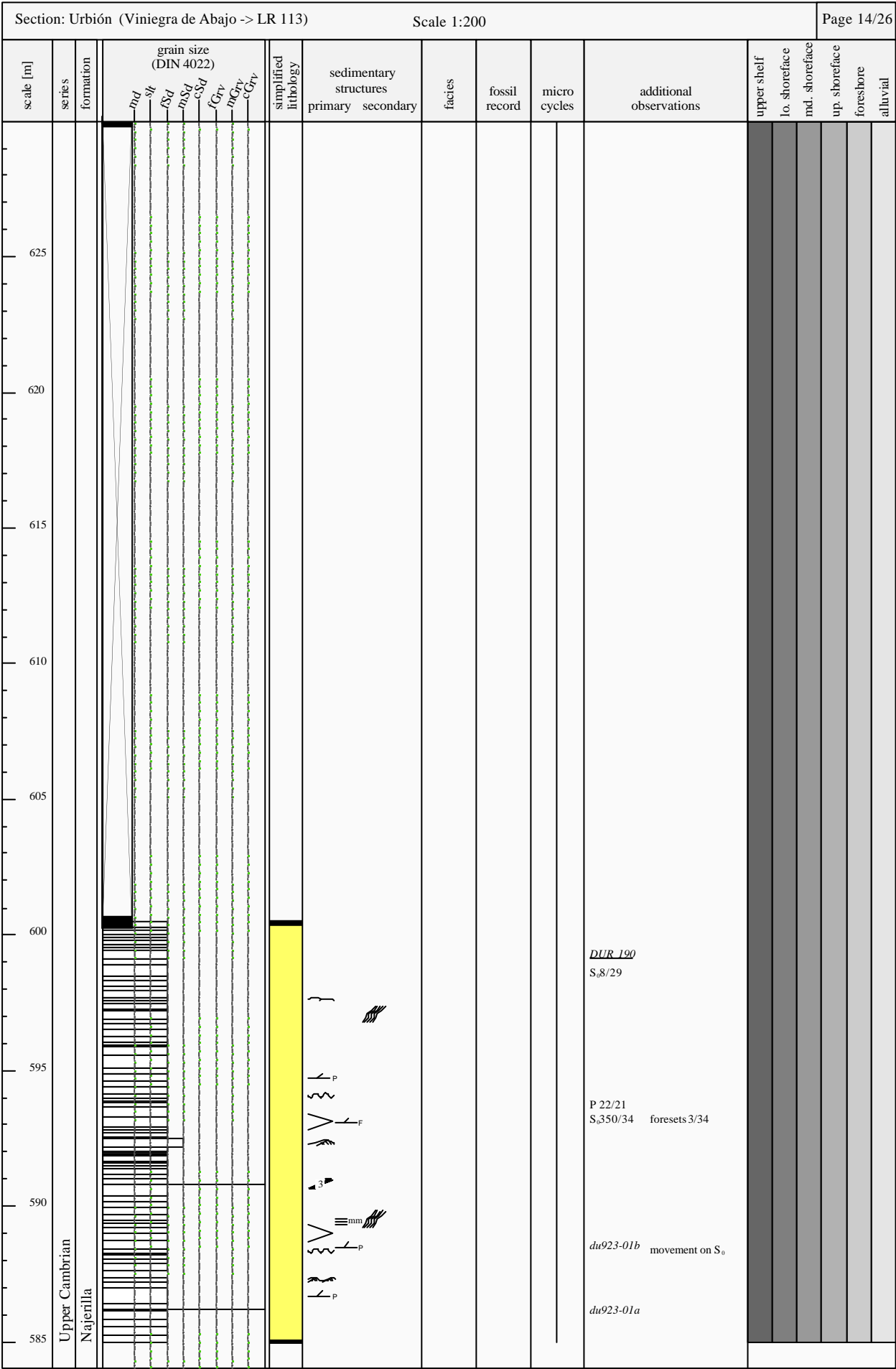
Section: Urbión (Viniegra de Abajo -> LR 113)											Scale 1:200		Page 10/26									
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial
			md	st	fsd	msd	csd	fGrv	mGrv		cGrv	primary										
445	Upper Cambrian	Najerilla																				
440																						
435																						
430																						
425																						
420																						
415																						
410																						
405																						

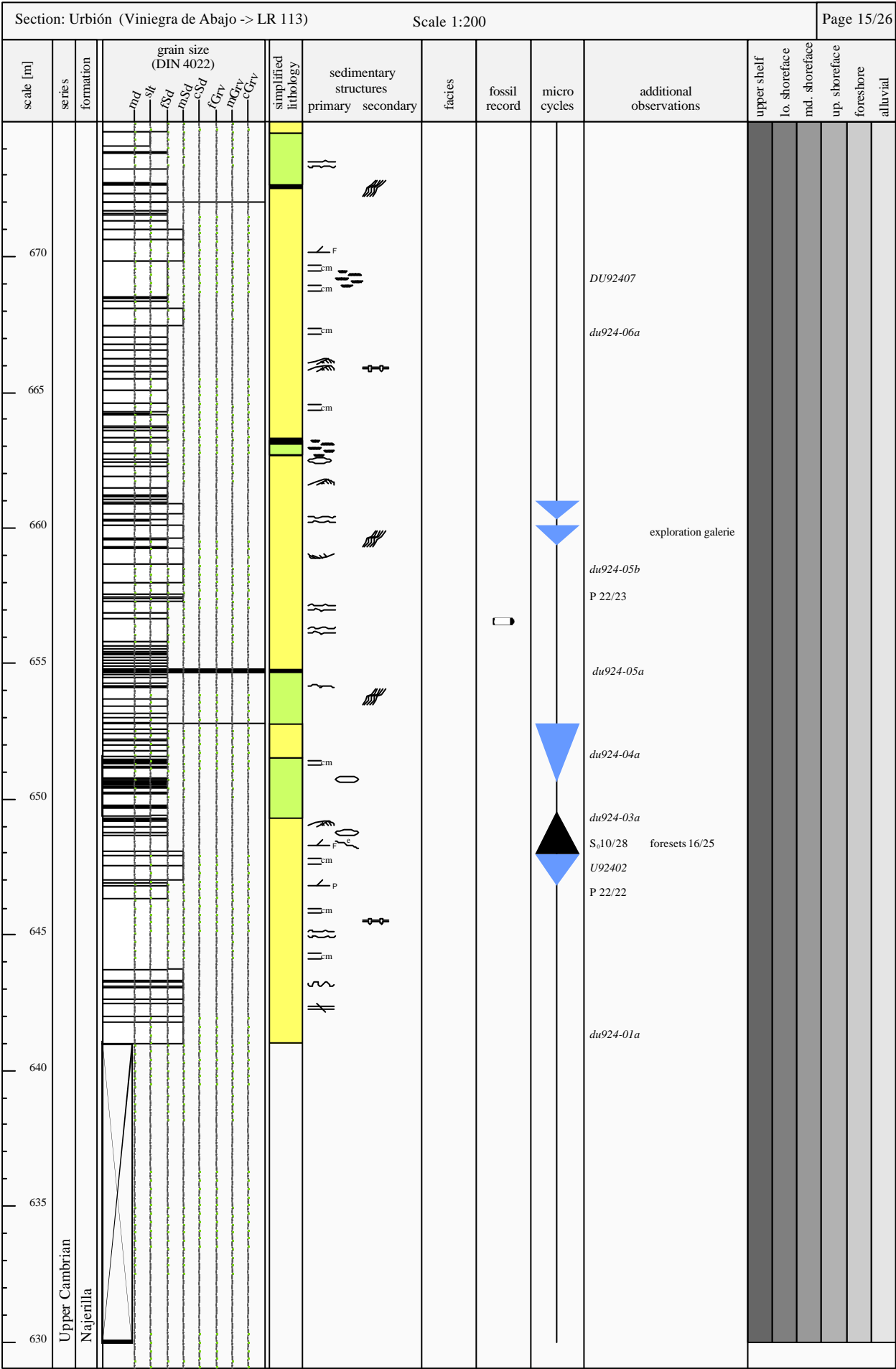
304

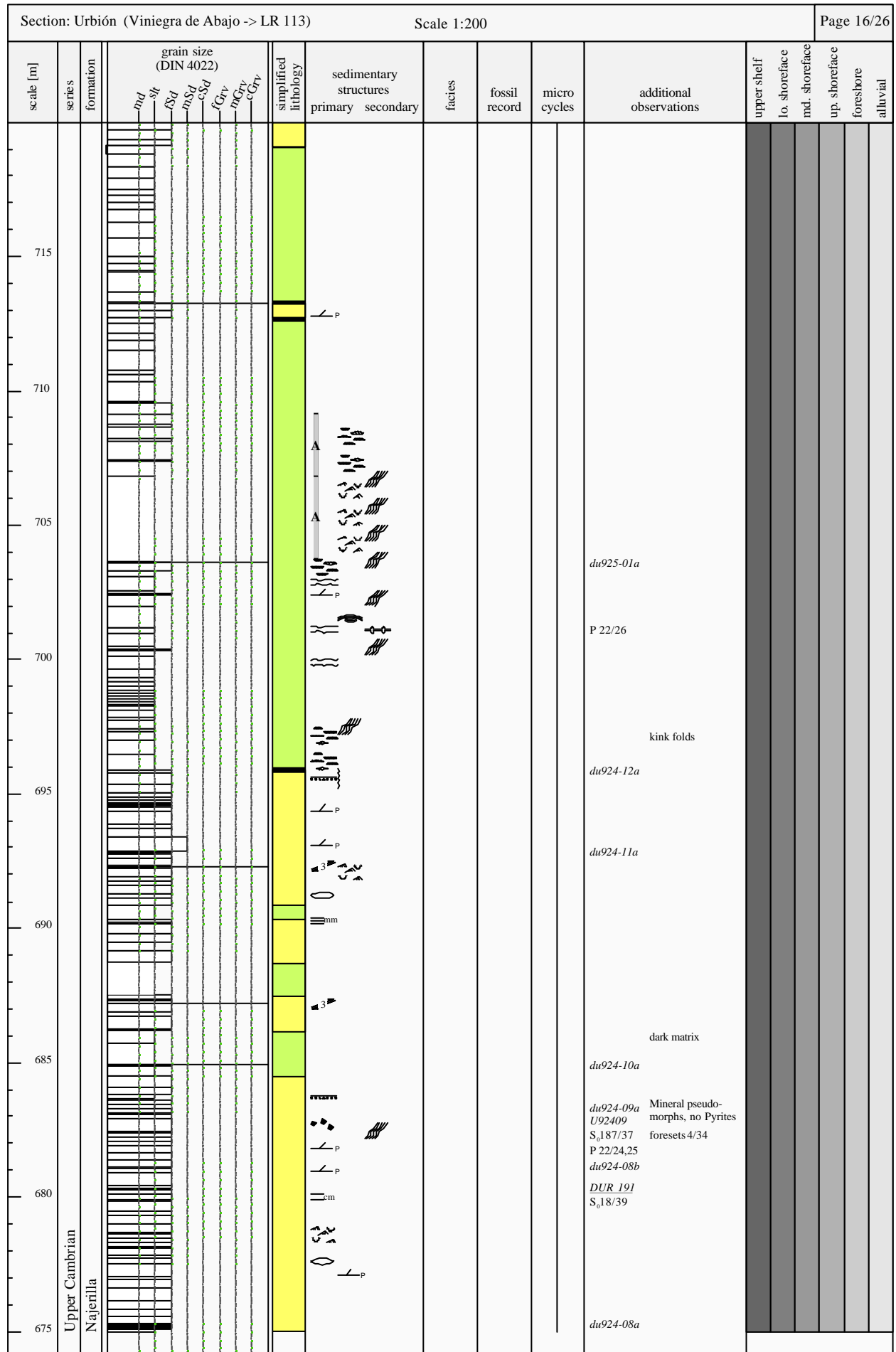






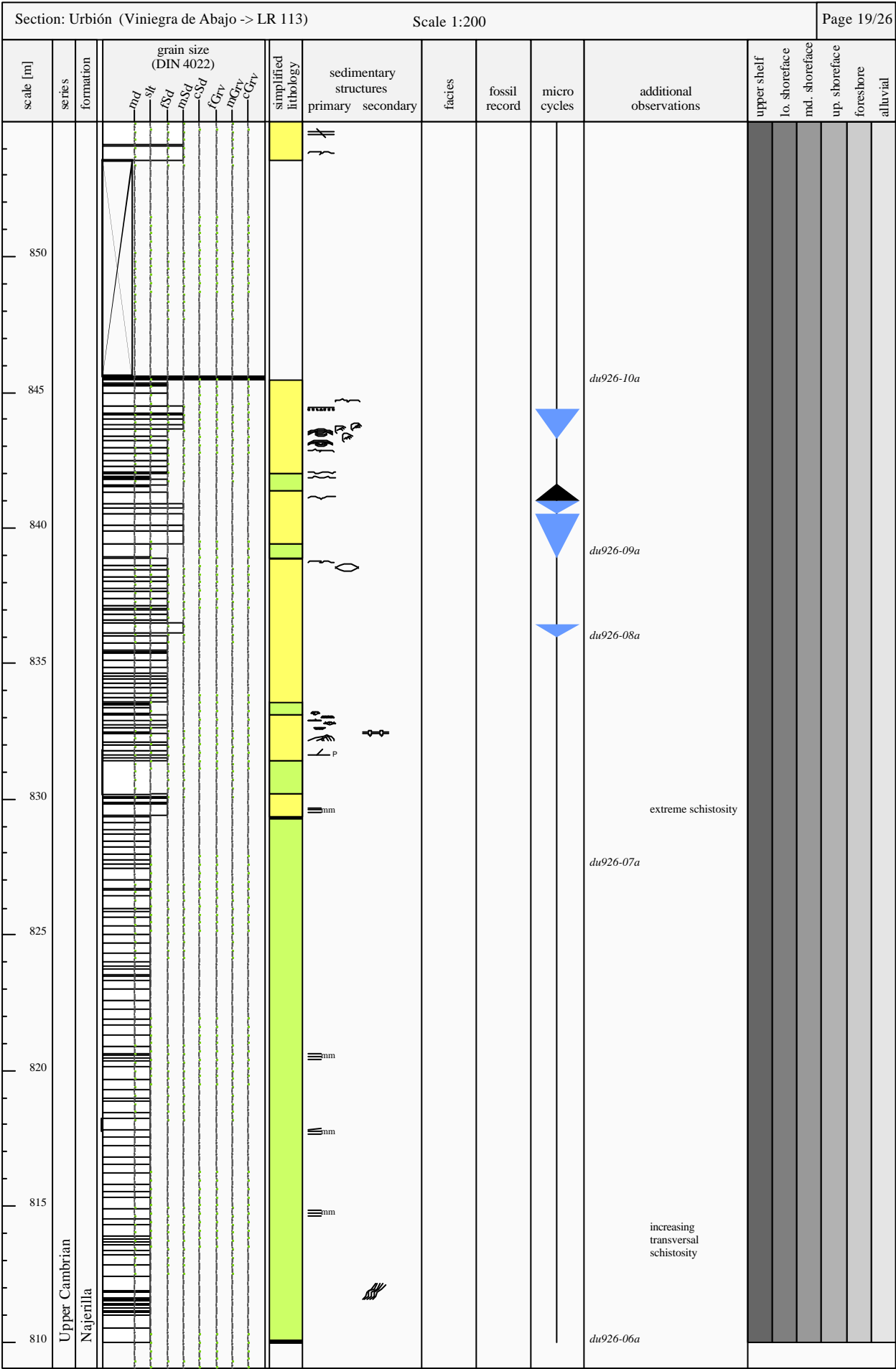




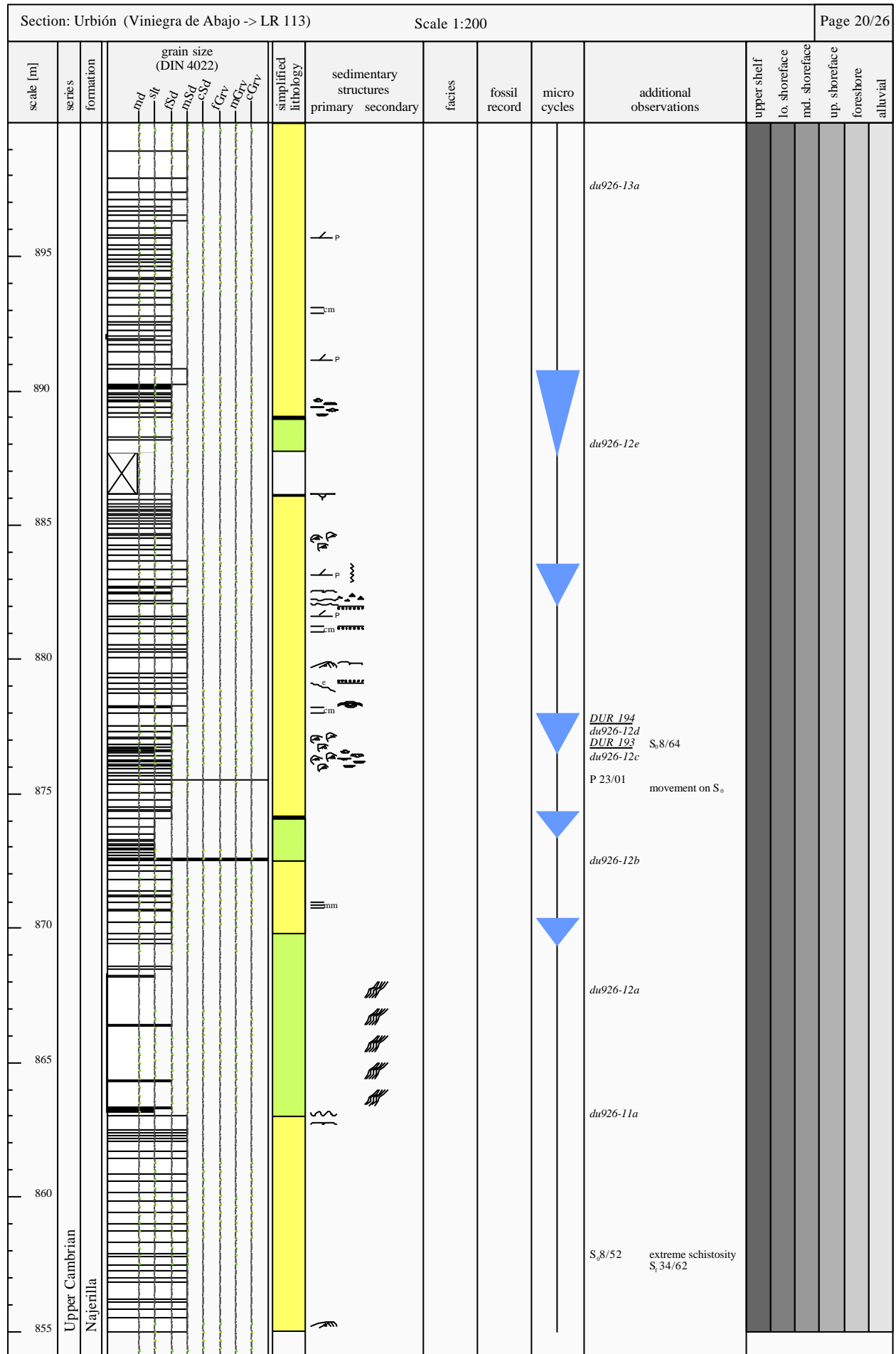


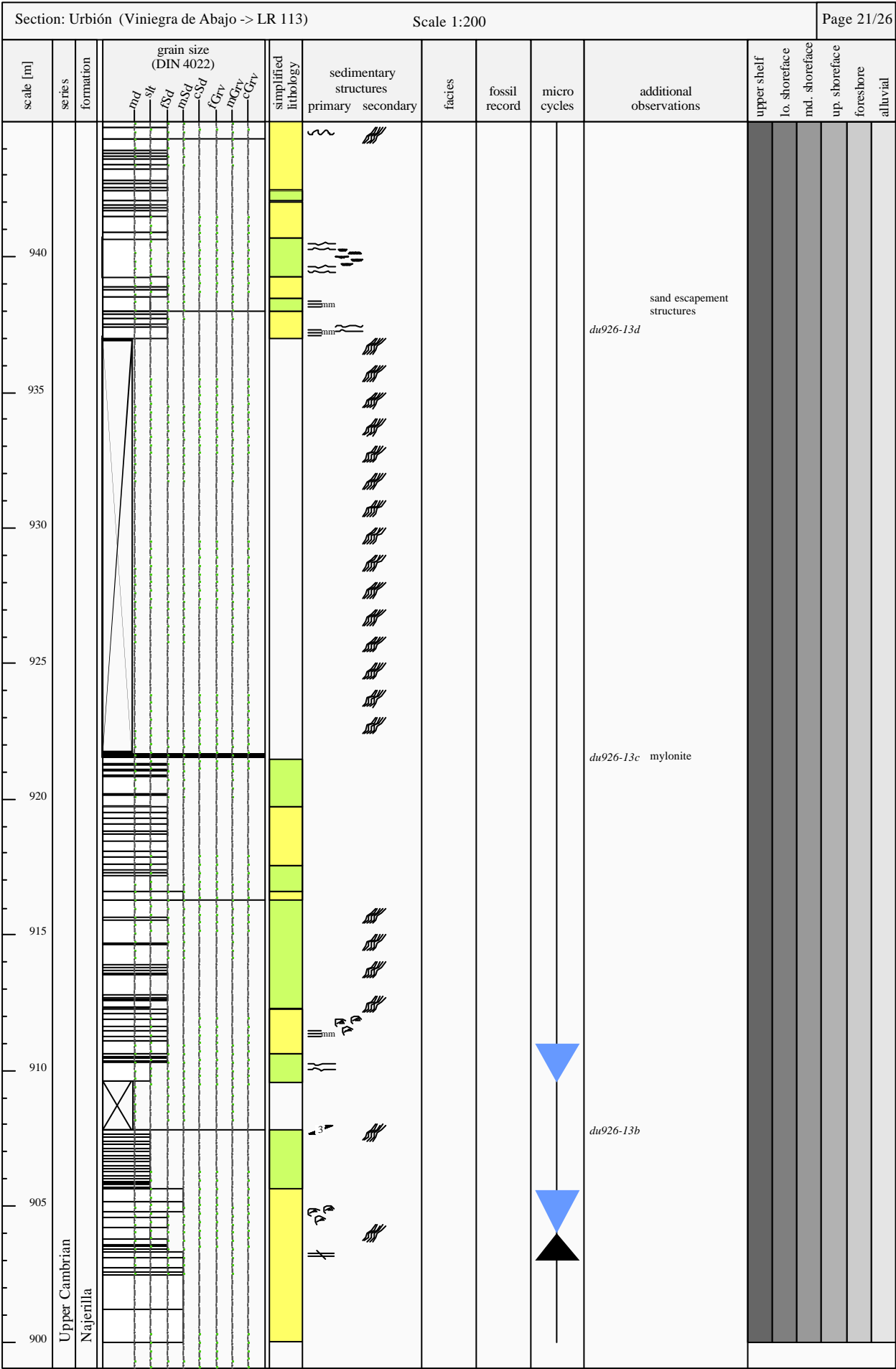


[illegible]

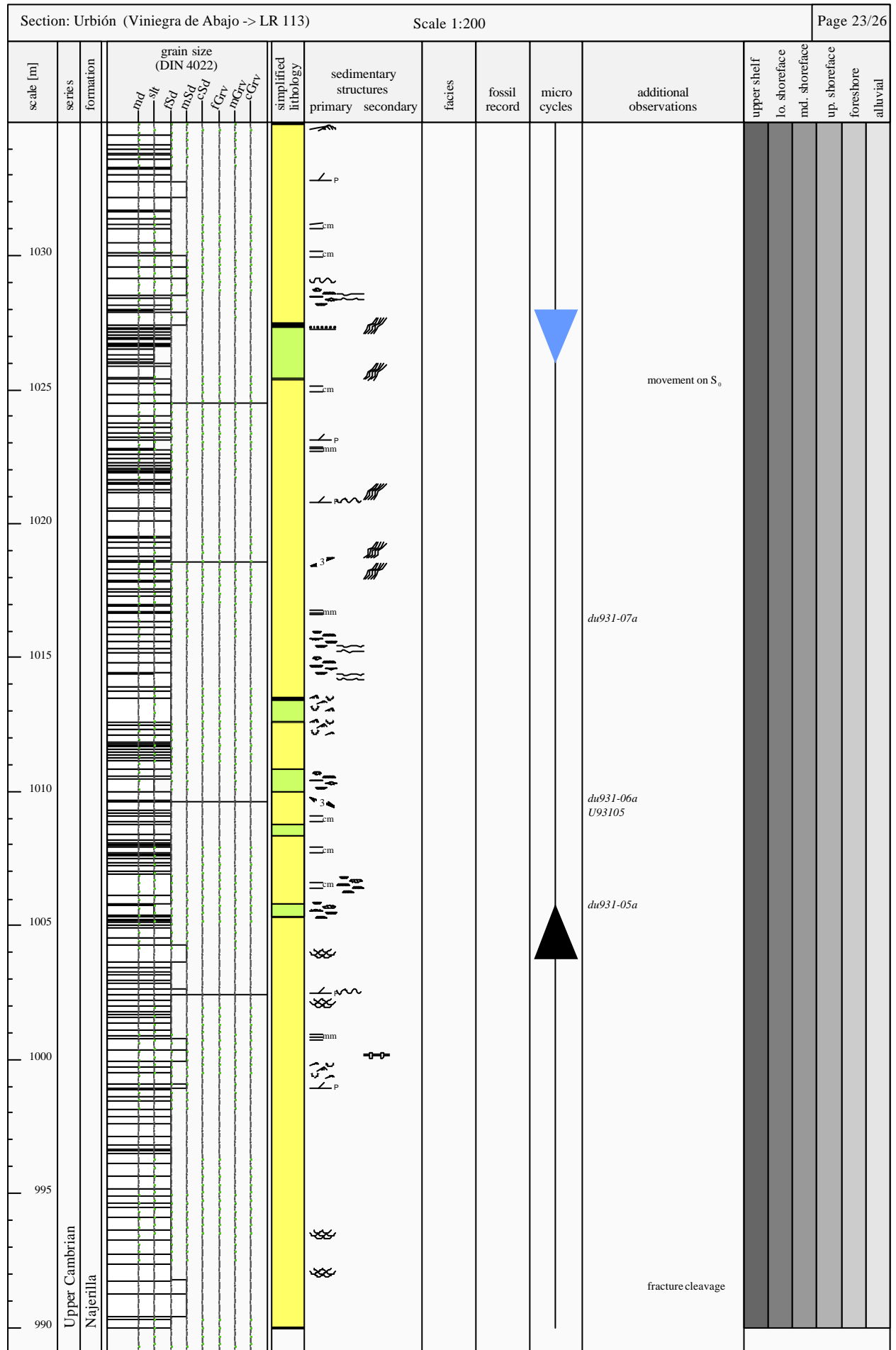




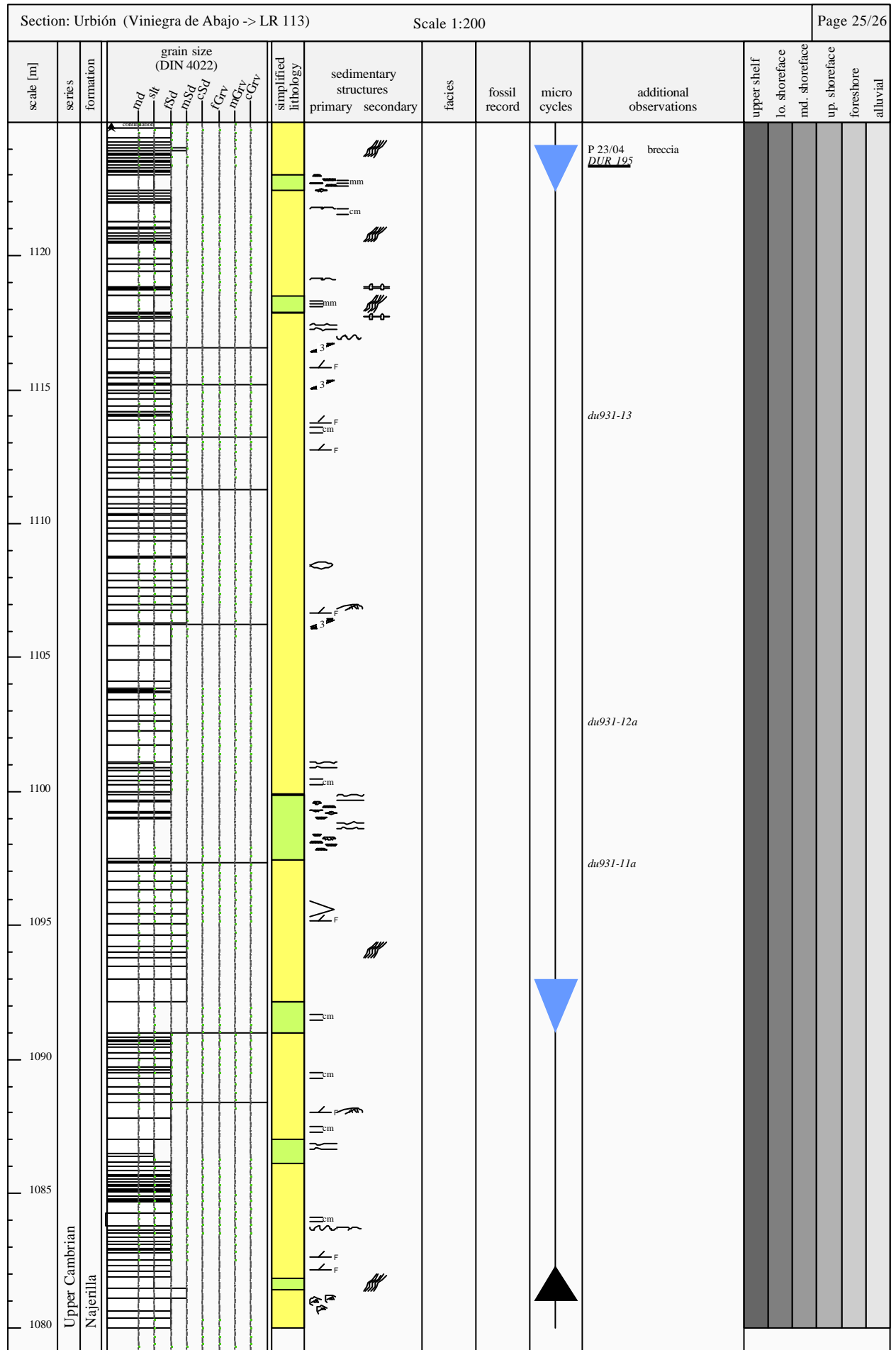








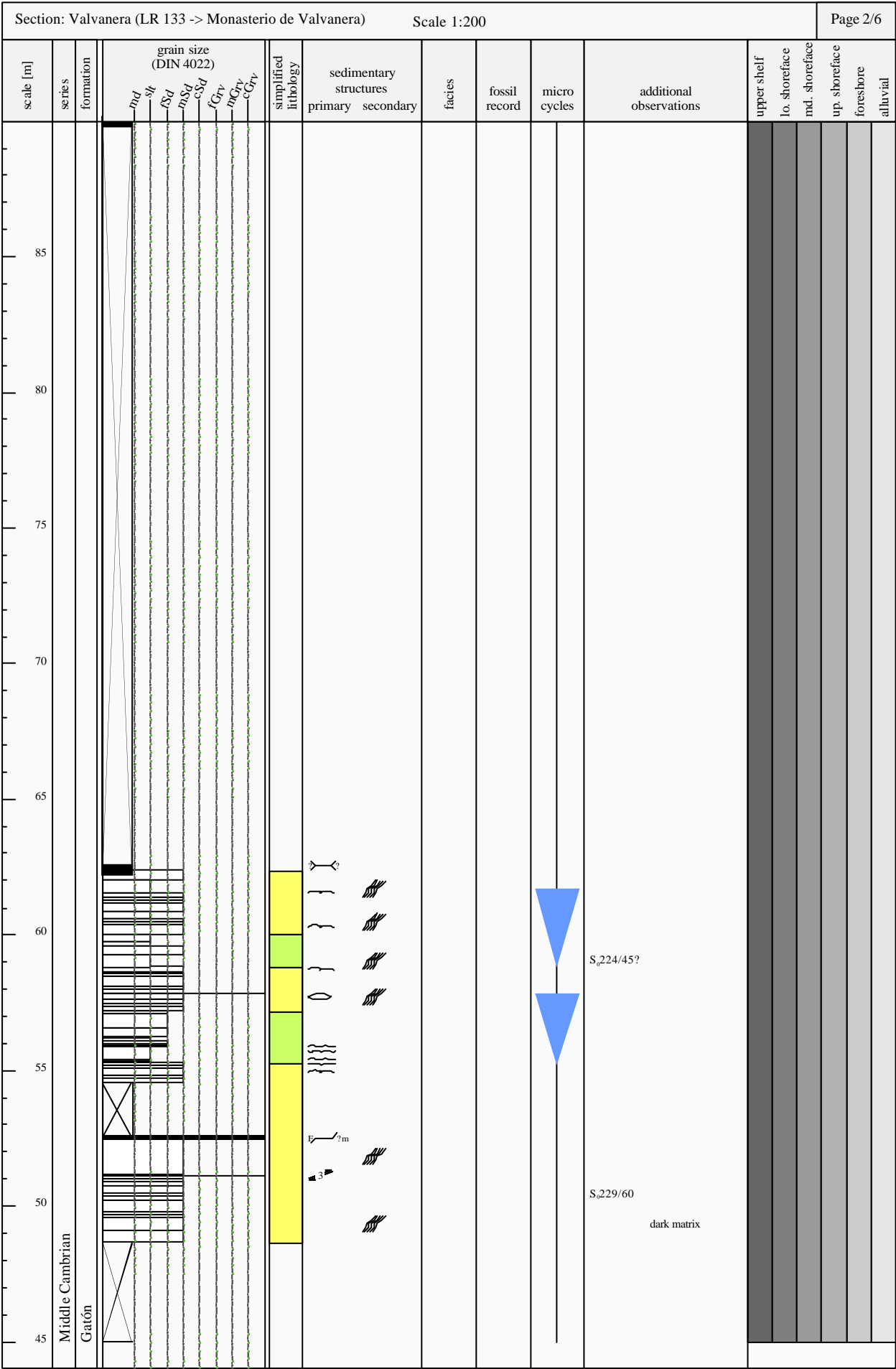
Section: Urbión (Viniegra de Abajo -> LR 113)																Scale 1:200		Page 24/26						
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)									simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial
			md	sl	fsd	msd	csd	fGrv	mGrv	cGrv		primary	secondary											
1075	Upper Cambrian	Najerilla																du931-07e						
1070																								
1065																		S <sub>8</sub> /48 foresets 355/32						
1060																		du931-07c						
1055																								
1050																								
1045																								
1040																		du931-07b						
1035																		P 23/03						



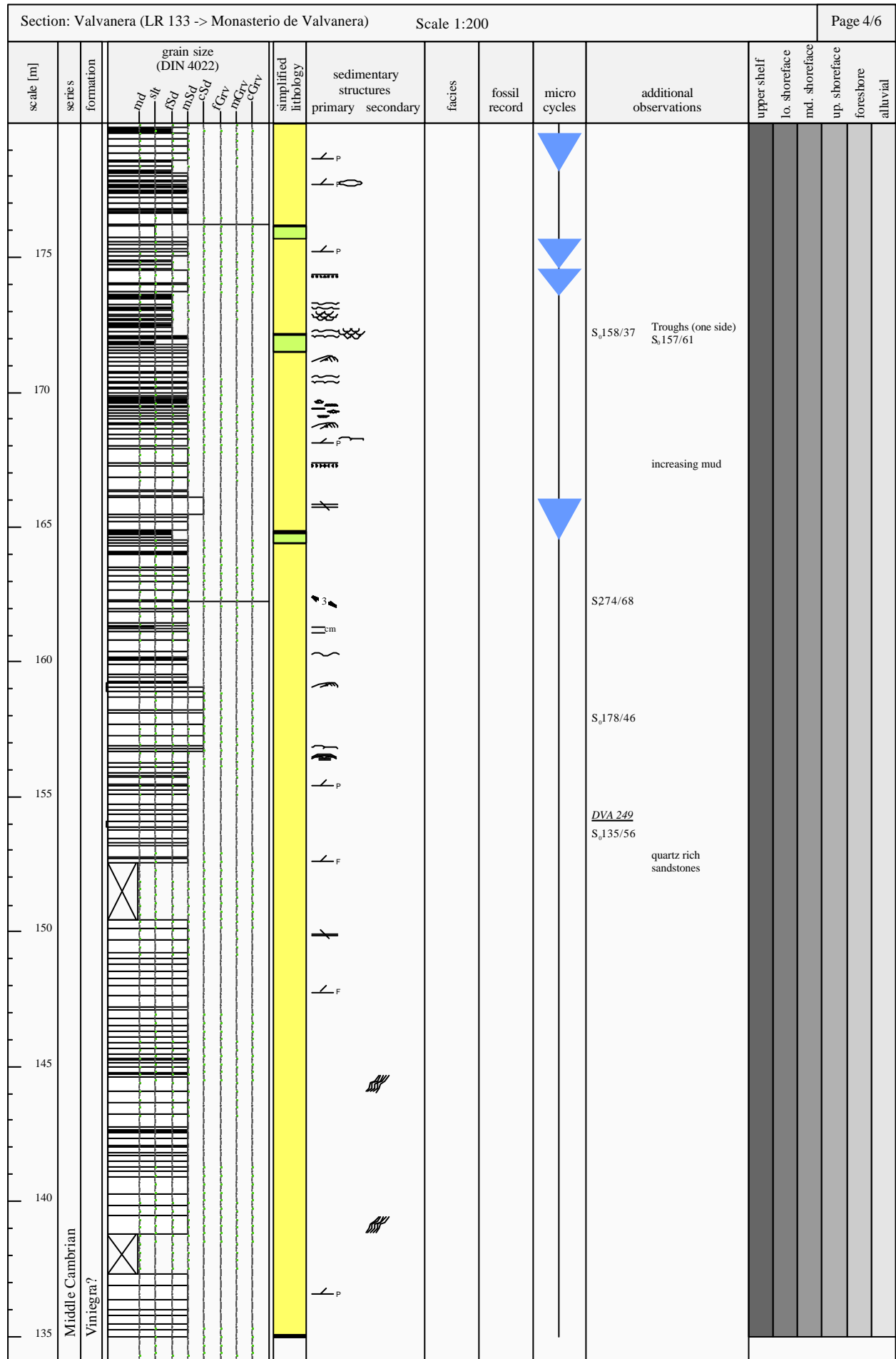
Section: Urbión (Viniestra de Abajo -> LR 113)															Page 26/26									
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial		
			md	st	fsd	msd	csd	fGrv	mcGrv		cGrv	primary											secondary	
1165	Upper Cambrian	Najerilla																						
1160																								
1155																								
1150																								
1145																								
1140																								
1135																								
1130																								
1125																								

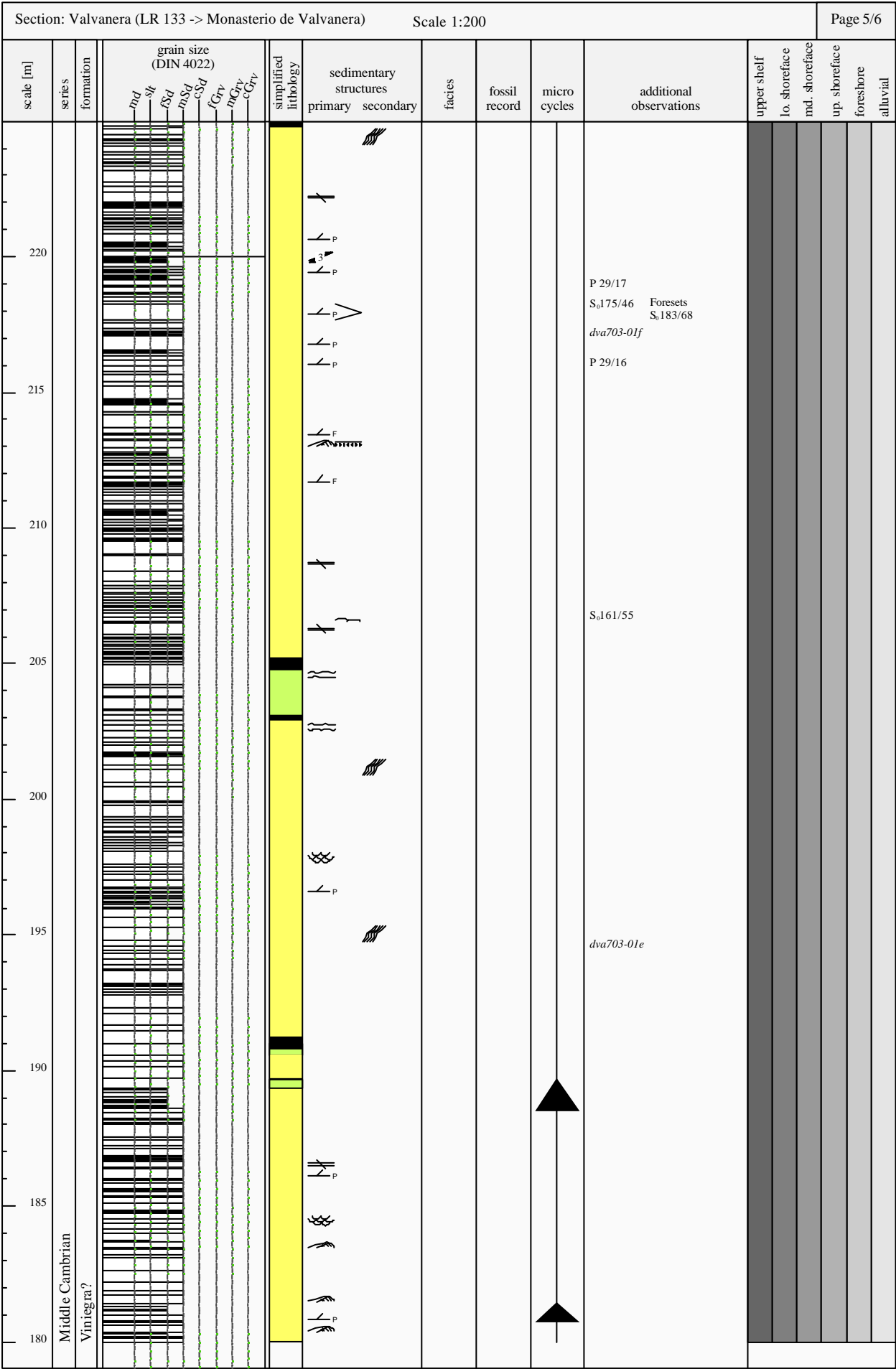
Section: Valvanera (LR 133 -> Monasterio de Valvanera)													Scale 1:200		Page 1/6								
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)							simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial	
			ml	sl	fsd	msd	cqd	fgqv	mGqv		cGqv	primary					secondary						
40	Middle Cambrian	Gatón																					
35																							
30																							
25																							
20																		S <sub>o</sub> 196/40					
15																		exsudation quartz					
10																		crenulation cleavage					
5																		dva701-02a					
0																increasing mica on S <sub>o</sub>							
																S <sub>o</sub> 244/85 dva701-01b S <sub>o</sub> 184/49							
																	muddrapes						
																	dva701-01 mainly dark matrix						

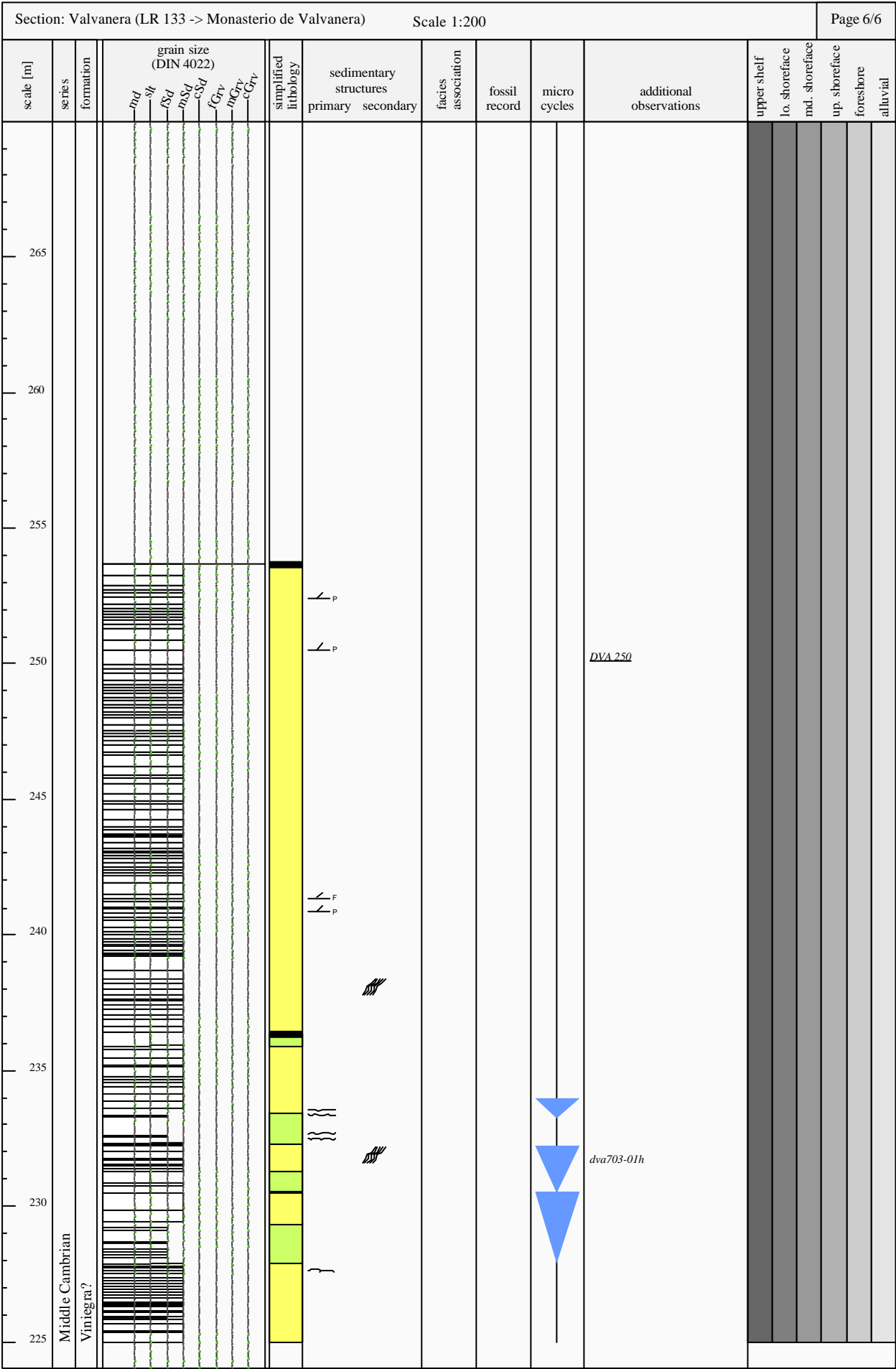




Section: Valvanera (LR 133 -> Monasterio de Valvanera)																Scale 1:200		Page 3/6						
scale [m]	series	formation	grain size (DIN 4022)								simplified lithology	sedimentary structures		facies	fossil record	micro cycles	additional observations	upper shelf	lo. shoreface	md. shoreface	up. shoreface	foreshore	alluvial	
			md	st	fsd	msd	csd	fcry	mgry	cGry		primary	secondary											
130	Middle Cambrian	Gatón ?																						
125																								
120																								
115																								
110																								
105																								
100																								
95																								
90																								

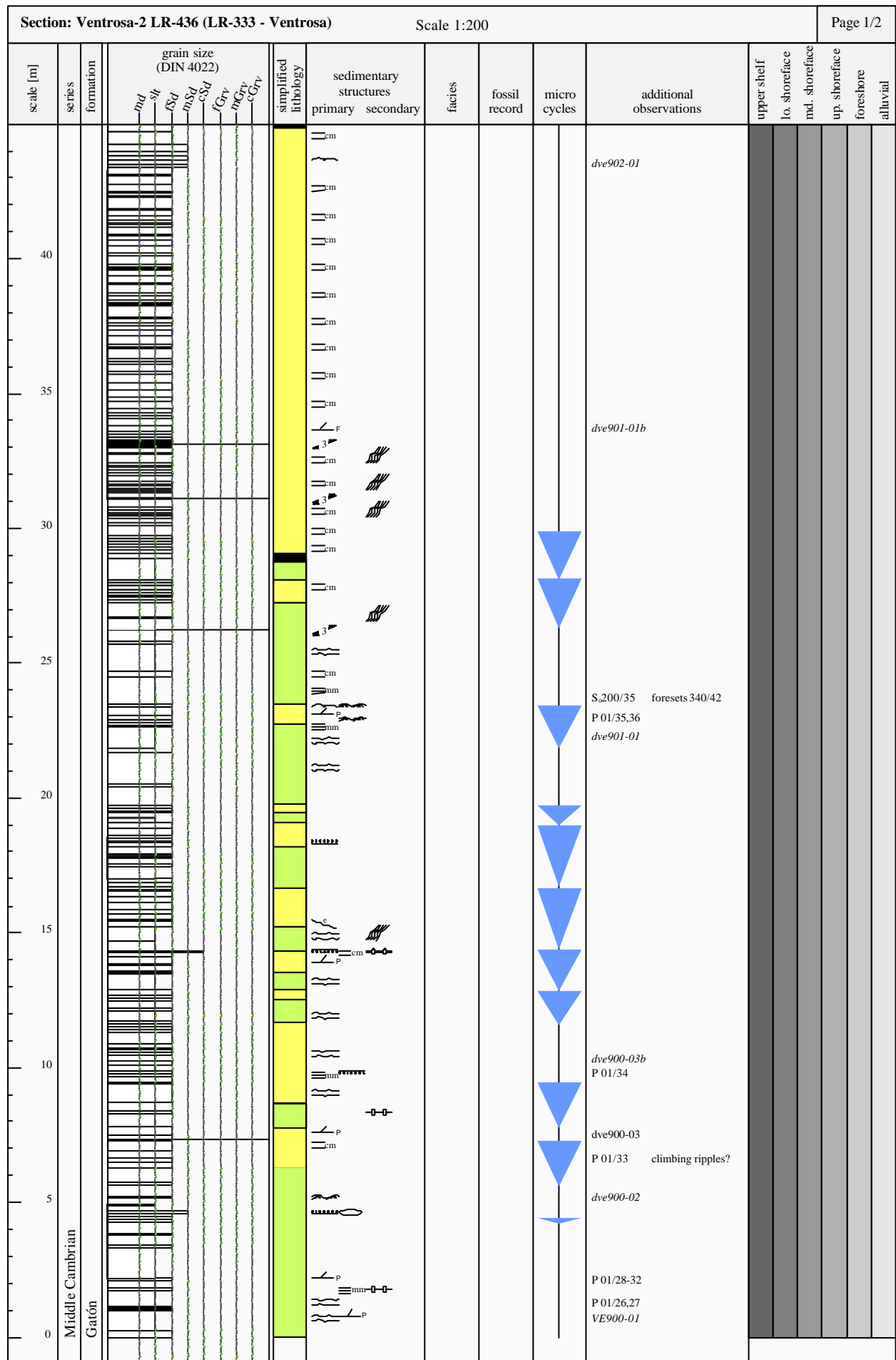








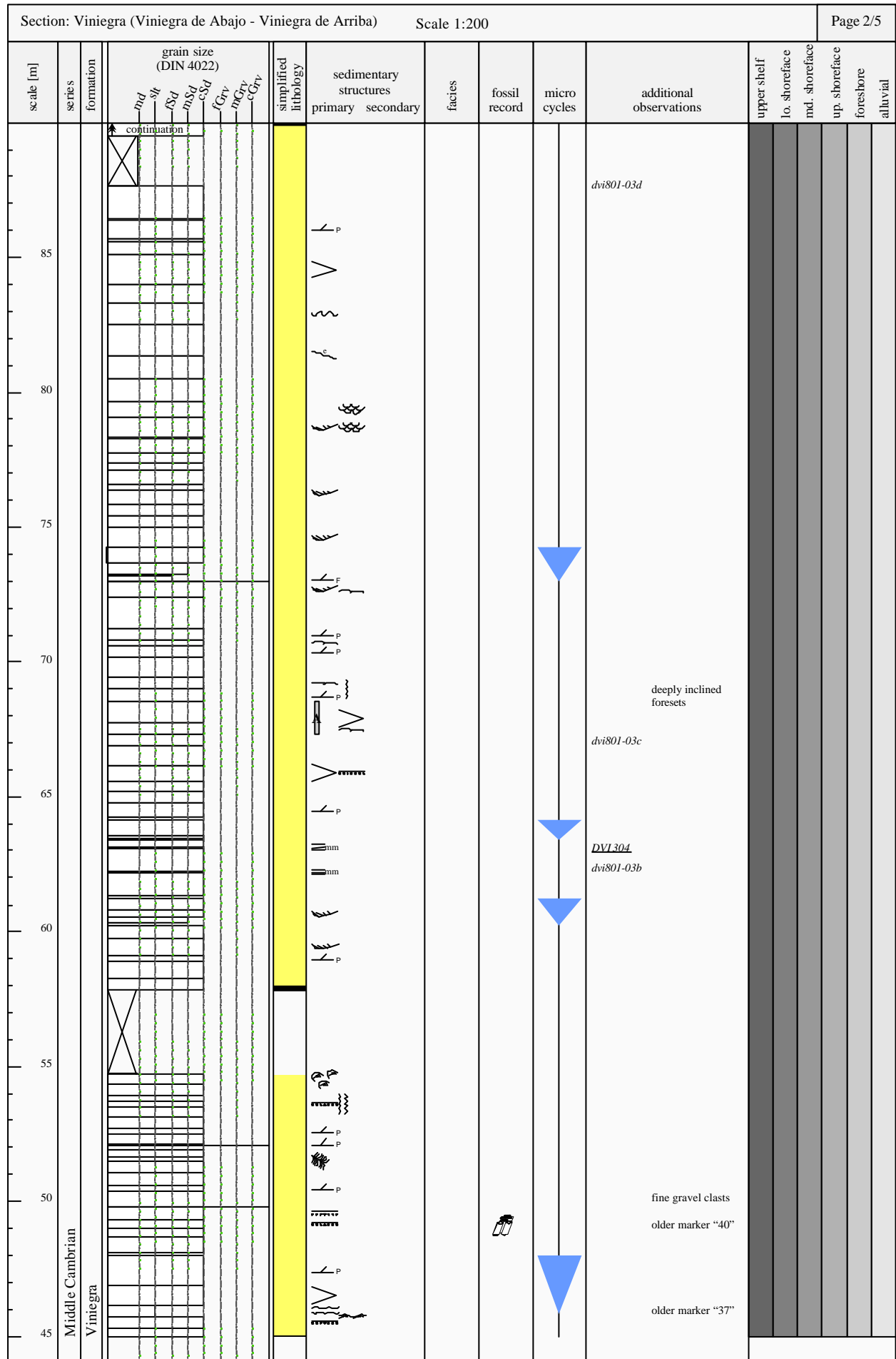


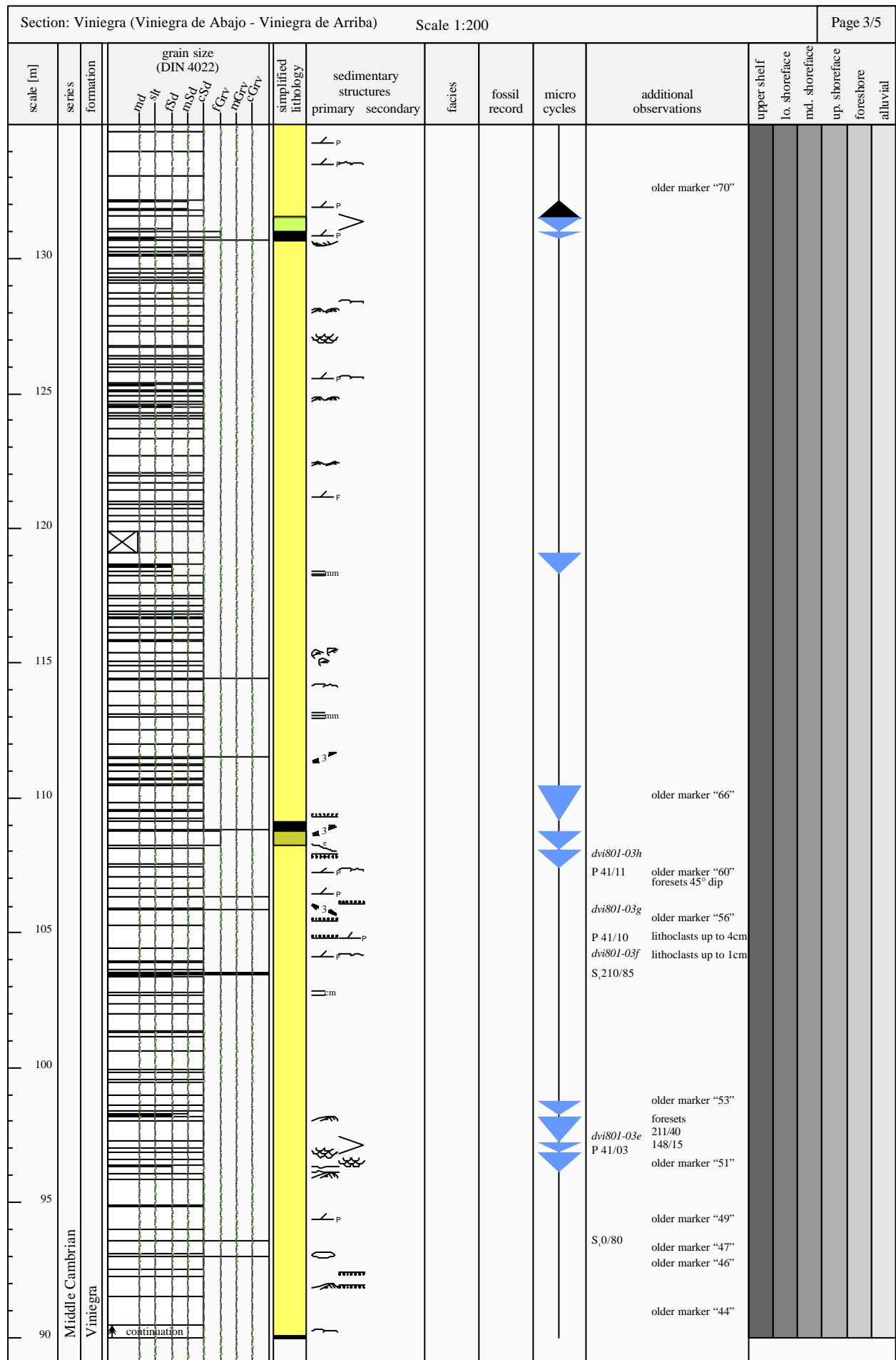


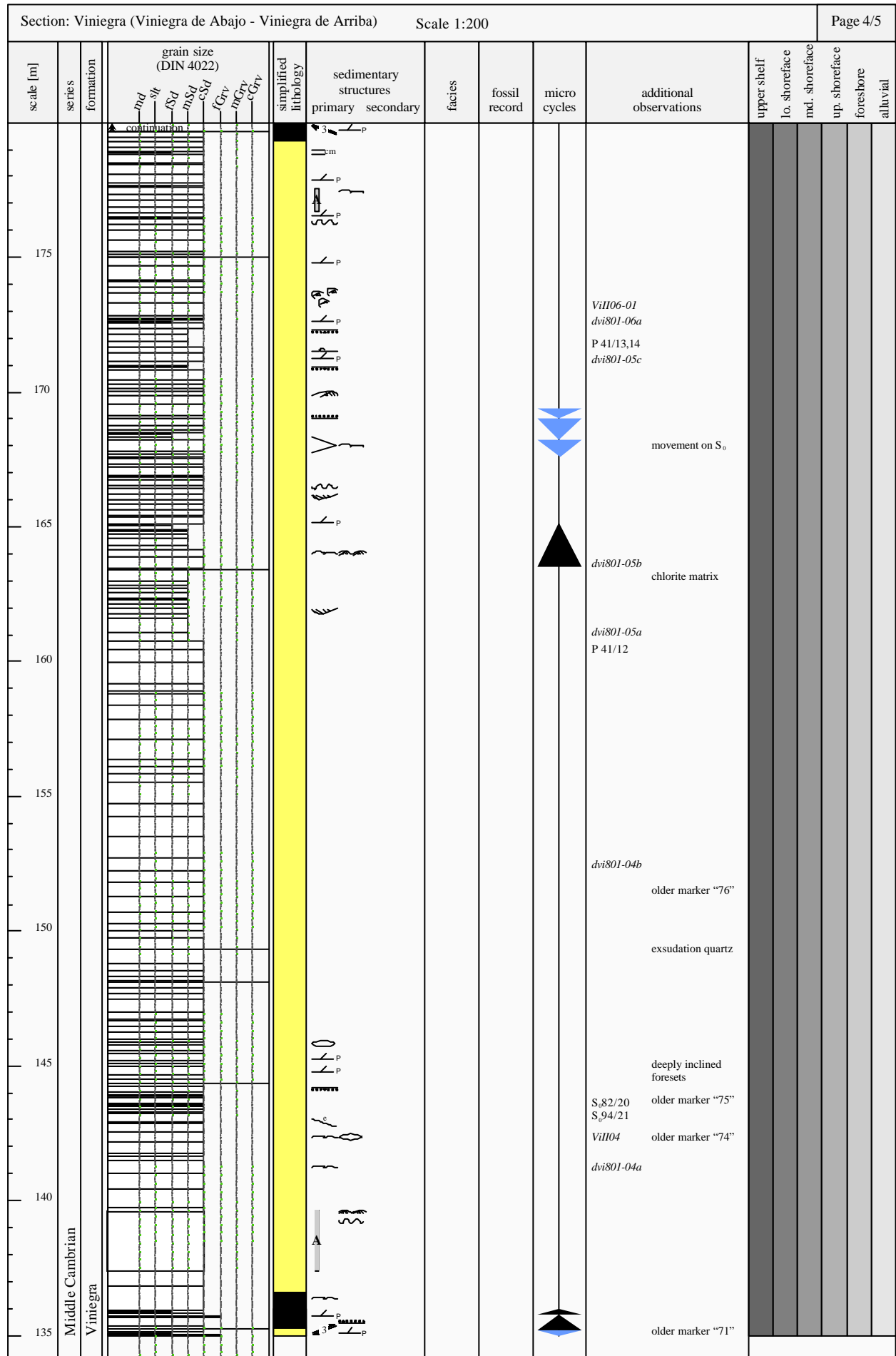


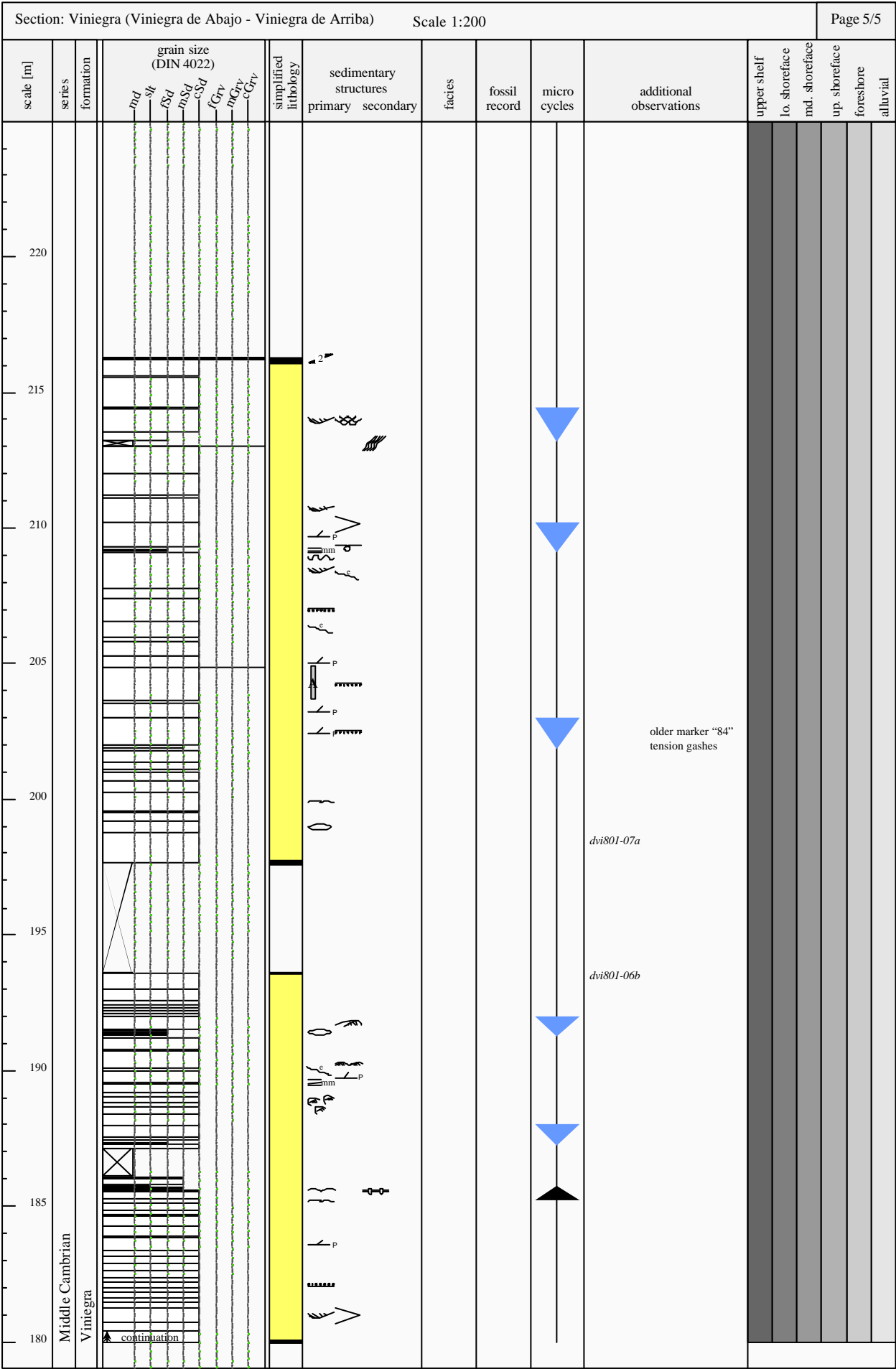
[illegible]

[illegible]









# Probenverzeichnis

Probenbez.	Profil	Formation	Orient.	Lithologie	Struktur	textuelle, strukturelle und regionale Besonderheiten	Schiff	poliert	Notiz
DNA1-Pal	Najerilla	pC (km 43,4-43,5)	-	Tonstein		5cm mächtige tonige Lage, dunkelgrau bis schwarz, bröselig			
DNA1	Najerilla	pC (km 43,4 - 43,5)	182/65 S0	Grauwacke / Sdst.			x		
DNA2	Najerilla	pC (km 43,4-43,5)	150/48 KI	Grauwacke/Sdst.		Kontakt zu beginnenden Sandsteinen			
DNA3	Najerilla	pC (km 42,5)	-	Silt-/Tonstein	feinlaminiert (50=mm)	markante Knickbänder			
DNA2-Pal	Najerilla	pC (km 41,8)	285/42 S0	Tonstein?		300m vor Kontakt zu Konglomeraten			
DNA3-Pal	Najerilla	pC (km 42)	-	Tonstein?		+150m von DNA2-Pal			
DNA4	Najerilla	pC (?)	165/42 S0	Grauwacke	intern laminiert	60cm mächtiger Grauwackenbank	x		
						unterer Abschnitt der Präkambriumsfolge größer laminiert als oberer Teil			
						deutliche Versteilung der Schichten zum Hangenden in Nähe gestörter Kontakte zu Anguliano Kongl.			
DNA5	Najerilla	pC (?)	168/72 S0/sf	Grauwacke / Tonstein	feinlaminiert (50=mm)	ca 4m unterhalb des Kontaktes zu Anguliano Konglomeraten		x	
DNA6	Najerilla	Anguliano	-	Tonstein / Chlorit ?	Tonlagen sind linsig im Konglomerat verteilt	Toneinschlaltungen? in grobklastischen Partien der Konglomerate (dm) (max. 30 cm) keilen auf wenigen Metern aus, es treten darin kleine Lithoklasten des Konglom. auf			
						Vergleichbar mit Einschlaltungen in Quarzdrusen Galeria Feijão!			
						grünliches, weiches Material, Matrix!			
DNA7	Najerilla	Anguliano	-	Konglomerat	S0 z.T. schwer erkennbar	ca. 4m oberhalb des Kontakts, Probe aus ca. 1m mächtiger Konglomeratlage mit grüner Matrix, Bruchstück einer schwarzen Lithoklaste (vermutlich Turmalin!!!)			
DNA8	Najerilla	Anguliano	-	Konglomerat	fining upward (sehr gut)	Bruchstück! Mit zwei schwarzen Lithoklasten, ca. 7m oberhalb Kontakt			
DNA9	Najerilla	Anguliano	-	Lithoklasten (Turmalin)	fining upward	Sonderprobe (Lithoklasten gesammelt aus mehreren Metern Profil)		x	
DNA4-Pal	Najerilla	Anguliano	172/10 ? S0	Konglomerat	fining upward	aus oberem Bereich			
DNA11	Najerilla	Anguliano	-	Tonstein		Einschlaltung zwischen Sand- und Konglomeratbank			
DNA12	Najerilla	Anguliano	205/50 S0	Basalt?		vermutlich stark verwittertes Intrusivgestein, Herkunft und Alter unbekannt	x		
DNA13	Najerilla	Anguliano	-	Grobsandstein		Schenkel einer Falte (in Konglomeraten!), sandige Einschlaltung			
DNA14	Najerilla	Anguliano	-	Konglomerat		große lithoklastische Komponente in S0 eingeregelt, ca. 10m unterhalb des Basaltgangs	2x	2x	
DNA15	Najerilla	Anguliano (km 40,6)	-	Konglomerat		grob, Lithoklasten		x	
DNA16	Najerilla	Anguliano (km 40,5)	-	Mittel-Grobsandstein		sandige Zwischenlage in Konglomeraten	x	2x	
				Konglomerat		basale Einheit der Anguliano Konglomerate, z.T. geschiefert, sehr steil			
						ca. 200 m unterhalb des zweiten Kontakts zum Präkambrium			
						Einfällen der Konglomeratbänke ca. 30-40 Grad nach S			
DNA17	Najerilla	Anguliano	-	Mittel-Grobsandstein		mittelgrobe Konglomeratlage		x	
DNA18	Najerilla	Anguliano	-	Konglomerat	Grob- Feinsandlagen deutlich schräggeschichtet	leichte Oxidation auf Schicht und Schieferungsflächen	x	2x	
DNA19	Najerilla	Anguliano (km 40,0)	-	Konglomerat	S0 z.T. schwer erkennbar	grobklastische Partien		x	
DNA5-Pal	Najerilla	Anguliano (km 39,7)	-	Tonstein		tonige Zwischenlage im Konglomerat (oberer Teil), hier im Abstand von ca. 50-60cm			
						ca. 2 cm mächtig, hier keine Lithoklasten (schwarz) mehr vorhanden, Mächtigkeit der			
						Tonzwischenlagen nimmt zum Hangenden hin zu, Häufigkeit von sandigen Einschlaltungen nimmt zu (Bänke zwischen 10 und 50 cm)			
						massige Konglomeratbank			
DNA20	Najerilla	Anguliano (km 39,9)	-	Konglomerat		ca. 500 m vor Abzweig zum Kloster Valvanera			
DNA21	Najerilla	Puntón	222/60 S0	Tonstein, schiefrig		ca. 5m oberhalb DNA22, Sandsteinlage (5cm), Bankmächtigkeit ca. 50 cm			
DNA22	Najerilla	Puntón	192/63 S0	Sandstein	wellige Oberfläche	Puntón -Sandsteine zum großen Teil schiefrig, Tonstein bis Siltsteineinschlaltungen			
DNA23	Najerilla	Puntón	190/50 S0	Feinsandstein / Siltst.		lokal sind die Sandsteine untergeordnet, deutlich geringere Morphologie (Verwitterung)			
						Probenahme ca. 50 m unterhalb DNA22			
						tonige Zwischenlage in Puntón-Sandsteinen (ca. 20cm Bankmächtigkeiten)			
DVA6-Pal	Valvanera	Puntón/Gatón?	-	Tonstein	deutlich schräggeschichtet (Foresets = 30°)	(eventuell feine karbonatische Einschlaltungen!!!!!! Untersuchen!)			
						Gatón-Schiefer grenzen hier durch eine Störung an obere Puntón-Schichten (Stell, 1997)			
DVA24	Valvanera	Viniegra?	152/56 S0	Sandstein	stark Schräggeschichtet / 148/84 Foresets	20 cm mächtige Sandsteinbank		x	
DVA25	Valvanera	Viniegra	154/50 S0	Sandstein		5cm mächtige Sandsteinbank, Bänke bis 50 cm	x		
DVA7-Pal	Valvanera	Viniegra	-	Tonstein		tonige Zwischenlage in Viniegra-Sandsteinen, ca. 200m westlich der Abzweigung			
DVA26	Valvanera	Viniegra	175/40 S0	Sandstein		20 cm mächtige Bank	x		
						Kontakt der Viniegra Sandsteine mit den Gatón-Schiefern ca. 1km oberhalb der Abzweig,			
DVA27	Valvanera	Viniegra	182/60 S0	Sandstein		deutlicher Kontakt, Gatón-Abfolgen zeigen immer wieder Sandsteineinschlaltungen			
DVA28	Valvanera	Viniegra	200/33 S0	Konglomerat / Sdst.		ca. 50 cm mächtige Bank, deutlich im Liegenden der Schiefer, ca. 600m westlich Abzweig			
DVA7-Pal	Valvanera	Viniegra	-	Tonstein		Feinkonglomeratisch, grobsandig		x	
						tonige Zwischenlage, ca. 5cm mächtig in ca 50-80cm mächtigen Sandsteinbänken			



Probenbez.	Profil	Formation	Orient.	Lithologie	Struktur	textuelle, strukturelle und regionale Besonderheiten	Schliff	poliert	Notiz
DVA8-Pal	Valvanera	Riocabado	-	?					
DVA29	Valvanera	Riocabado	215/40 S0	?		ca. 300m unterhalb (östlich) DVA28	x		
DNA30	Najerilla	Gatón	175/48 S0			vermutlich sind alle Proben nördlich des Abzweiges den Gatón-Schiefern zuzurechnen!			
DNA9-Pal	Najerilla	Gatón	-	Tonstein		tonige Zwischenlage			
DNA10-Pal	Najerilla	Gatón (km 36)	-	Tonstein, Siltstein	linsige Schichtung (schwach)	Ton-Silt-Wechsellagerung			
DNA31	Najerilla	Gatón (km 36)	165/45 S0	Sandstein		sandige Partie in Gatón-Schiefern			
DNA32	Najerilla	Viniegra	160/50 S0	Sandstein		Im Liegenden ca. 5-10cm Bänke, zum Hangenden zunehmend bis zu 80cm	x		
DNA33	Najerilla	Viniegra	180/50 S0	Sandstein		Ausgang Linksbogen nach Kontakt zu Viniegra-Sandsteinen	x		
						Bänknächtigkeiten nehmen auf über einen Meter zu			
						Probe aus toniger Zwischenlage (2 cm mächtig)			
DNA11-Pal	Najerilla	Viniegra	-	Silt, fein		Probe besteht vermutlich aus Feinsilt			
						Viniegra-Sandsteine lassen sich zu Hangenden deutlich von den schiefrigen Partien un-			
						terscheiden, Top (35) möglicherweise erneut stark schiefrig			
DNA34	Najerilla	Viniegra	138/50 S0	Sandstein		Wellhausen: ab km 35,3 Najerilla-Formation			
DNA35	Najerilla	Najerilla (34)	186/45 S0	Sandstein		sandsteinreicher Sequenz, mittlere oder obere Abfolge (Member)	x		
DNA36	Najerilla	Najerilla (33,8)	175/40 S0	Sandstein	Beulennippeln				
DNA12-Pal	Najerilla	Najerilla	-	Ton?					
DNA13-Pal	Najerilla	Najerilla	-	Tonstein / Siltstein		mittleres Member (Wellhausen), ca. 150m vor Abzweig Brieva			
DNA37	Najerilla	Najerilla	158/42 S0	Sandstein?		ca. 10m unterhalb DNA12-Pal, viel Helgimmer in den sandigen Partien			
DNA38	Najerilla	Najerilla	178/56 S0	Sandstein / Siltstein	Beulennippeln	keine genaueren Angaben			
						ca. 5cm mächtige Sandstein-Siltstein-Wechsellagerung	x		
DGA39	Gatón	Mansilla	350/60 S0	Dolomit		ca. 400m südlich der Brücke (Brieva?)			
DGA14-Pal	Gatón	Mansilla	-	Dolomit ?		massige Mansilla-Dolomite im Gatón-Tal (hinter Mansilla)			
						hängende Abfolge der Dolomite, Kontakt Mansilla-Azarulla			
						dolomitisches Aussehen, untersuchen!!!			
DGA40	Gatón	Mansilla	350/60 S0	Dolomit / Tonstein	schwarze Laminæ im Schichtverband!!	Laminæ klären	x		
DGA41	Gatón	Azarulla	20/72 sf	Kalkknotenschiefer		Kalkknoten liegen in SO und in sf!			
DGA42	Gatón	Azarulla	20/55 S0?	Kalkknotenschiefer		SO und sf überprüfen			
DNA43	Najerilla	Najerilla (km 22)	3/55 S0	?		an Brücke und Flufteinmündung			
DNA15-Pal	Najerilla	Najerilla (km 22)	-	Tonstein		tonige Zwischenlage			
DNA44	Najerilla	Brieva (km 29,15)	24/58 S0	Sandstein	Flaser und Linsenschichtung (punktuell)	grob, psammitsch			
DNA45	Najerilla	Brieva	25/60 S0	Sandstein		1m mächtige Bank			
<b>Probenverzeichnis Nummerierungswechsel, Fortsetzung mit DNA100</b>									
DNA100	Pineda d. l. Sierra Brieva		-	Sandstein		Ordoviz in Muldenkern der Demanda-Hauptmulde bei Pineda de la Sierra			
						Hier auf SO Cruziana (ca. 15 * 7 cm) eine Spur, wenig strukturiert			
DNA101	Najerilla	pC Anguiano	190/65 S0	Silt-Ton-Rhythmit	flaserig bis linsig	typisches Gestein aus dem pC bei Anguiano			
DNA102	Najerilla	pC Anguiano	210/13 S0	Silt-Ton-Rhythmit	flaserig bis linsig	typisches Gestein aus dem pC bei Anguiano			
DNA103	Najerilla	pC Anguiano	180/56 S0	Silt-Ton-Rhythmit	flaserig bis linsig	typisches Gestein aus dem pC bei Anguiano			
DNA104	Najerilla	pC Anguiano	-	Silt-Ton-Rhythmit	eben geschichtet	Nähe Kontakt zu Konglomeraten			
DNA105	Najerilla	Anguiano	130/30 S0	g-Konglomerat	massig, invers gradiert	lithische, schwarze Einschlüsse (mögl. Turmalin)			
DNA106	Najerilla	Anguiano	-	g-Konglomerat	massig	siehe DNA105	x		
DNA107	Najerilla	Anguiano	-	Basalt?		aus Gangstruktur in massigen Konglomeraten / Unit 2a			
DNA108	Najerilla	Anguiano	-	f-Konglomerat	auskellende Schichten	Probe aus feinkonglomeratischer, mittlerer Bank von Unit 2b6			
DNA109	Najerilla	Anguiano	7/80 S0	f-Konglomerat		aus f-Konglomerat mit Grobklasten			
DNA110	Najerilla	Anguiano	-	Siltstein (Ton?)	Rinnenfüllung	feinklastische Zwischenlage im f-Konglomerat			
DNA111	Najerilla	Anguiano	-	Quarzit mit Oz-Klasten	Parallelschichtung	auffällig dunkel gefärbte Bank (Abfolge mehrerer Bänke)			
						f-Konglomerat bis grober Quarzit (rekristallisiert)			
DNA112	Najerilla	Anguiano	152/42 S0	od. f-Konglomerat	fining upward	Schicht "2-c 19"			
DNA113	Najerilla	Anguiano	193/67 KI	m-Konglomerat	imbrication ?	Referenzfläche bei Konglomeratzählung			
DNA114	Najerilla	Anguiano	333/66 KI	g-Konglomerat	lagige Gerölle (Parallelschichtung)	Referenzfläche bei Konglomeratzählung	x		
DNA115	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingeröll		Turmalingeröll aus Homogenbereich 2a	x		
DNA116	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingeröll		Bruchstücke eines Turmalingeröls (größte gefundene) aus Mauer (keine Zuordnung)			
DNA117	Najerilla	Anguiano	-	g-Konglomerat		g-Konglomerat mit ca. 2cm großem Turmalingeröll (aus Mauer, keine Zuordnung)			
DNA118	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingeröll		Turmalingeröll aus Homogenbereich 2-b6			
DNA119	Najerilla	Anguiano	-	matrixreiches g-Konglom.	Imprägnierung	vermutlich sekundär mit Chlorit (wie im Stollen) imprägniert / Vergleich Intrusion? Von 2a			

Probenbez.	Profil	Formation	Orient.	Lithologie	Struktur	textuelle, strukturelle und regionale Besonderheiten	Schliff	poliert	Notiz
DNA120	Najerilla	Anguiano	20/56 sf	g-Konglomerat		Referenzprobe zu 2-b12 (2x03) / 3 orthogonale Schiffe (polieren)			
DNA121	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingerröll		Turmalingerröll aus Schicht 2-b14 (homogenreich 017)			
DNA122	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingerröle		Sammelprobe aus 2-b41			
DNA123	Najerilla	Anguiano	307/79 KI	g-Sandstein	stark geschiefert	feinklastische Zwischenlage aus Schicht 2-b42			
DNA124	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingerröll		aus g-Konglomerat Schicht 2-b44 obere Abfolge			
DNA125	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingerröll		Lesestein aus 2-b7			
DNA126	Najerilla	Anguiano	226/84 KI	g-Konglomerat		Referenzprobe zu 2b(7)6 / 3 orthogonale Schiffe (polieren)			
DNA127	Najerilla	Anguiano	347/54 KI	g-Konglomerat		Referenzprobe zu 2b4 / 3 orthogonale Schiffe (polieren)			
DNA128	Najerilla	Anguiano	31/88 KI	g-Konglomerat		Probe mit Turmalingerröll aus 2b8			
DNA129	Najerilla	Anguiano	270/89 sf	g-Konglomerat		Referenzprobe zu 2xx / 3 orthogonale Schiffe (polieren)			
DNA130	Najerilla	Anguiano	152/42 KI	g-Konglomerat		Referenzprobe zu 2a4 / 3 orthogonale Schiffe (polieren)			
DNA131	Najerilla	Anguiano	196/30 S0	f-Konglomerat	tabulate Schrägschichtung	f-Konglomerat in typisch dunkler Ausbildung / aus Schicht 2d10		2x	Verlust
DNA132	Najerilla	Viniegra	162/51 S0	f-Quarzit	parallelaminirt, trogförmige Schrägschichtung	auffällig viele Lithoklasten (möglicherweise Turmalingerröle, aber auch dunkle Quarze)		x	
DNA133	Najerilla	Viniegra	-	Ton-Silt-Wechsellagerung	parallelaminirt, trogförmige Schrägschichtung	untere Najerilla oder obere Viniegra (9a1)			
DNA134	Najerilla	Viniegra	-	f-Quarzit	flache Schrägschichtung	auf Verteilung der Tonlaminae im Dümschliff untersuchen			
DNA135	Najerilla	Viniegra	164/51 S0	f-m-Quarzit ?	sehr flache Schrägschichtung / Parallelaminirt	9a2 / oberer Bereich einer fining und thinning upward Einheit			
DNA136	Najerilla	Najerilla	146/44 S0	m-Quarzit	Hummockys und flache Schrägschichtung	Bieglanzverzerrung auf Kluffläche			
DNA137	Najerilla	Viniegra	154/42 S0	m-Quarzit	möglicherweise auchParallelschichtung	Probe aus Bereich 8b13 / mittlere bis obere Viniegra-Sandsteine			
DNA138	Najerilla	Anguiano	204/35 S0	? f-Konglomerat	tabulate Schrägschichtung ?	Untersuchung auf leichtes Transversalgefüge aus gemessener S0 und foresets	x		
DNA139	Najerilla	Najerilla	-	f-Quarzit	Hummockys ?	Test auf Hummockys im Schliff			
DNA140	Najerilla	Anguiano	-	heterolithisches Geröll		Probe aus 9b1 = bankige, quarzlitische Fazies gefolgt auf plattig, welliger Abfolge			
DNA141	Najerilla	Anguiano	341/79 KI	g-Konglomerat		Probe aus 8c8			
DNA142	Barbadillo	Brieva / Najerilla ?	-	-		Probe aus hangenster Einheit der Anguiano-Konglomerate am direkten Konkordanten			
DNA143	Najerilla	Anguiano	240/97?	g-Konglomerat		Kontakt zu den hangenden Puntón-Sandsteinen (Quarziten)			
DNA144	Najerilla	Anguiano	178/57 S0	g-Sandstein	Schrägschichtung	Hier drei orthogonale Schnitte (Platten je ca 2cm) schneiden und polieren!			
DNA145	Najerilla	Anguiano	292/55 KI	g-Konglomerat		Probe aus 9b8 / auf Struktur untersuchen		2x	
DNA146	Najerilla	Anguiano	-	g-Konglomerat		Probe aus Bereich 2d bis 2e			
DNA147	Najerilla	Anguiano	-	g-Konglomerat		Referenzprobe zu 2x05 oder 2g11, 3 orthogonale Schiffe			
DNA148	Najerilla	Anguiano	308/46 KI	g-Konglomerat	massig	Tribolit in mäßiger Erhaltung			
DNA149	Najerilla	Anguiano	-	g-Konglomerat		Fund mit Lihán und Gozalo diskutieren!			
DNA150	Najerilla	Anguiano	-	g-Konglomerat		bestimmt 240/87!!!			
DNA151	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingerröll		Referenzprobe zu 2x07 oder 2h1			
DNA152	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingerröle		zwichengeschaltet in g-Konglomeraten			
DNA153	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingerröll		Referenzprobe zu 2x06 oder 2g22, 3 orthogonale Schiffe			
DNA154	Najerilla	Anguiano	67/67 KI	g-Konglomerat	fining upward	Turmalingerröll 2g27			
DNA155	Najerilla	Anguiano	23/65 KI	g-Konglomerat	fining upward	Turmalingerröll (zerbrochen)			
DNA156	Najerilla	Anguiano	278/70 KI	g-Sandstein	linsig und Schrägschichtung	Referenzprobe zu 2h3 oder 2x08			
DNA157	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingerröll		3 orthogonale Schiffe			
DNA158	Najerilla	Anguiano	265/80 KI	m-Konglomerat	massig	rotes Geröll 2h3			
DNA159	Najerilla	Anguiano	-	f-Quarzit	leicht schrägschichtet	Sammelprobe aus 2h4			
DNA160	Najerilla	Anguiano	268/78 KI	g-Sandstein	Schrägschichtung	2. Größtes Geröll überhaupt / Längsachse zur Palaeoströmung gemessen / 2h4			
DNA161	Najerilla	Anguiano	191/23 S0	m-Quarzit	z.T. Flaserschichtung	zerbrochen aus 2h4			
DNA162	Najerilla	Anguiano	200/31 S0	f-Quarzit	Flaserschichtung ?	Referenzprobe zu 2h5 oder 2x09			
						3 orthogonale Schiffe / sehr klein, vielleicht nur 3 Schiffe		x	
						Referenzprobe zu 2h7 oder 2x10			
						3 orthogonale Schiffe, soweit möglich			
						Turmalingerröll aus 2h1 (groß)		x	
						Referenzprobe zu 2x12 oder 2j2, 3 orthogonale Schiffe, wenn möglich			
						Pyrit auf sf-Flächen (max 0,1 mm) / hier besonders groß			
						Bereich 2i7 / prüfen auf Schrägschichtung			
						2m10			
						2n12			

Probenbez.	Profil	Formation	Orient.	Lithologie	Struktur	textuelle, strukturelle und regionale Besonderheiten	Schliff	poliert	Notiz
DNA163	Najerilla	Puntón	04/70 Kl	m-Sand, U, T Wechsell.	flaserig bis linsig	3a1 unterer Bereich ca. 1m von Sohle			
DNA164	Najerilla	Puntón	-	Grauwacke?	?	Lithologie prüfen			
DNA165	Najerilla	Puntón	196/55	U-T-Wechsellagerung	fining upward	ähnlich Basis Puntón?			
DNA166	Najerilla	Puntón	-	U-T-Wechsellagerung	Flaserschichtung ?	Vergleich mit unteren Puntón			
DNA167	Najerilla	Najerilla	-	U-Stein	coarsening upward	Schliff für Sedstruktur (5*5)			
DNA168	Najerilla	pc Anguiano	-		hummocky?	Dümschliff, Beispiel pc. Vergleich mit unteren Puntón			
DNA169	Najerilla	Anguiano	-						
DNA170	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingeröll					
DNA171	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingeröll					
DNA172	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingeröll					
DNA173	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingeröll					
DNA174	Najerilla	Anguiano	-	Turmalingeröll					
DNA175	Najerilla	Najerilla	-	Mittel-Quarzit	Brachiopodenschalen o. ä.				
DNA176	Najerilla	Najerilla	-	Mittel-Quarzit	Brachiopodenschalen o. ä.				
DNA177	Najerilla	Anguiano	-	?	Intrusiva? Schliff evtl mit RDA klären				
DNA178	Najerilla	Najerilla	170/52 S0	f-Quarzit	vorsichtigen Schliff / Paläont.?, kuglige Gestalt 1,5 cm				
DNA179	Najerilla	Najerilla	254/85 Kl	f-Quarzit	parallel bedded to slightly undulated	8m oberhalb N910 Beginn, Kurve neu nach Hangrutsch, 50 im Schliff untersuchen			
DNA180	Najerilla	Najerilla	-	f-Quarzit	parallel bedded	Oxidationshöfe um hellere, leicht grobklastische Linsen, Ursache der Linsen?			
DNA181	Najerilla	Najerilla	-	f-Quarzit	leicht schrägschichtete	N910 Teil 3, 5m oberhalb Basis			
DNA182	Najerilla	Najerilla	-	linsiger Schluffstein	f-Quarzit-Linsen in Schluff, f-Quarzit	auf Schichtung untersuchen, Profil 910, Teil 3			
DNA183	Najerilla	Najerilla	-	Schluffstein?	ohne	typische Ausbildung dieser Fazies, Anschliff und Dümschliffphotos			
DUR184	Urbión	Gatón	-	f-Sandstein (Quarzit)	Schrägschichtung	Material feststellen!			
DUR185	Urbión	Viniegua?	210/37 Kl	f-Sandstein (Quarzit)	Parallel laminiert	Sedimentstruktur festhalten (Anschliff, DS)			
DNA186	Najerilla	Najerilla	-	f-Quarzit	Cruziana u.a.	normaler DS und Kathode!			
DNA187	Najerilla	Najerilla	-	f-Quarzit	Cruziana u.a.	Repräsentant für f-Sandsteine im oberen Bereich des Urbión-Profiles			
DUR188	Urbión	Gatón, Viniegua, Najerilla	-	U-f-Quarzit Wechsellagerung	typische Sedimentstrukturen dieses Abschnittes	Platte mit Spurenfossilien, Untersuchung Lina, Gamez-Vintaned			
DUR189	Urbión	Viniegua, Najerilla	-	U-Stein, f-Quarzit	flaser bedded	Fundort: letzten 2 Meter von Profil 911, Najerilla			
DUR190	Urbión	Najerilla?	08/7 S0	f-Quarzit	flache Schrägschichtung (U?)	Platte mit Spurenfossilien, Untersuchung Liñán, Gámez-Vintaned			
DUR191	Urbión	Najerilla?	18/39 S0	f-Quarzit		Fundort: letzten 2 Meter von Profil 911, Najerilla			
DUR192	Urbión	Najerilla?	-	f-Quarzit/U-Stein	Lamination, Fazies	ca. 80m vor Abzweig nach Ventrosa			
DUR193	Urbión	Najerilla?	08/64 S0	f-Quarzit lam.	flaser bedded	typische Ausbildung dieser Fazies, Anschliff und Dümschliffphotos	x		
DUR194	Urbión	Najerilla	-	f-Quarzit/U-Stein	flaser bedded	Flasern untersuchen, DS			
DUR195	Urbión	Najerilla	-	f-Quarzit/U-Stein	convolute bedding, aufgelöste Strukturen	grünliche Färbung typisch, leichtes Aussehen wie Grauwacke, DS			
DNA196	Najerilla	Najerilla/Breva?	178/59 S0	f-Quarzit	HCS	DS und Kathode!			
DNA197	Najerilla	Najerilla	325/88 Kl	m-Quarzit	massig	typische Ausbildung dieser Fazies, Anschliff und Dümschliffphotos	x		
DNA198	Najerilla	Najerilla	24/32 S0	f-m-Quarzit?	massig	Flasern untersuchen, DS			
DNA199	Najerilla	Najerilla	160/58 Kl	f-Quarzit	parallel to slightly cross bedded, HCS!	Interpretation der Dynamik, Basis?			
DNA200	Najerilla	Najerilla	-	f-Quarzit	Kleinrippel Schrägschichtung	Basis einer 30cm HCS Bank, Struktur? Anschliff?			
DNA201	Najerilla	Najerilla	30/51 S0	f-Quarzit	trough-cross bedded	massige Bank, Material typisch für diesen Bereich (Profil 997, Hangender Teil)			
DNA202	Najerilla	Najerilla	-	m-g-Quarzit	graded bedding	HCS? DS!			
DNA203	Najerilla	Najerilla	09/68 sf	f-Quarzit, U-Stein	stark geschiefert	Material und Schichtungswinkel in HCS!			
DNA204	Najerilla	Najerilla	09/53 S0	f-Quarzit		Belemniten und Kleinrippelschichtung => Anschliff!			
DNA205	Najerilla	Najerilla	-	f-Quarzit, U-Stein		994 Basis, Kontakt zu grobklastischem Liegenden			
DNA206	Najerilla	Najerilla	-	m-g-Quarzit	graded bedding	Basis Rinnefüllung through-cross bedded			
DNA207	Najerilla	Najerilla	-	m-Quarzit	Basisschicht through cross bedded?	Material prüfen, Granulometrie! DS und Kathode!!			
DNA208	Najerilla	Najerilla	22/47 S0	f-Quarzit	wavy bedded	Fossil?	x		
DNA209	Najerilla	Najerilla	-	U-Stein	bioturbated	Aufschluß 911 im Bereich der Cruzianen			
						Basis einer Rinnefüllung, through cross bedded?			
						Gradierung und Material untersuchen!			
						Strukturen?			
						Spuren, Fraußgänge? Lina! Aufschluß 990 Beginn, fossilreiche Stelle			



Probenbez.	Profil	Formation	Orient.	Lithologie	Struktur	textuelle, strukturelle und regionale Besonderheiten	Schliff	poliert	Notiz
DNA210	Najerilla	Najerilla	352/62 S0	f-Quarzit/U-Stein	laminated, bioturbated	typische Ausbildung dieser Fazies, Anschliff und Dümschliffphotos Ausschluss 987, kurz vor Cruzanaplatte, dieselbe im U-Stein Anteil einer 10cm Schicht Material, Grauwacke?			
DNA211	Najerilla	Najerilla	-	Grauwacke /U-Stein					
DNA212	Najerilla	Najerilla	358/71 S0	m-Quarzit					
DNA213	Najerilla	Najerilla	-	U-Stein	engständig geschiefert	Untersuchung auf tektonische Einflüsse und Ursprungsmaterial (Ton?)			
DNA214	Najerilla	Najerilla	-	g-Quarzit	graded bedding	Grob-Quarzit, Unterscheidung möglich?			
DNA215	Najerilla	Najerilla	342/69 S0	f-Quarzit	parallel laminated, Basis HCS	DS und Kathodel	x		
DBR216	Breva	Viniegra?	-	f-Quarzit	laminated	Top Kleinrippelschrägschichtung, Schliff!!!, Anschliff?	x		
DBR217	Breva	Viniegra?	190/51 S0	f-Quarzit	flaser bedded / coarsening upward	graugrüne Farbe, Verfärbung zum Top der Bänke zunehmend			
DBR218	Breva	Najerilla	153/47	f-Quarzit	Kleinrippel Schrägschichtung	Material? Grauwacke oder U-Stein, was macht Verfärbung?			
DBR219	Breva	Najerilla	-	f-Quarzit / U-Stein	wavy bedded + Kleinrippelschrägschichtung	Anschliff, typische Faziesausbildung			Anschliff
DBR220	Breva	Najerilla	-	siltstone		Neuer Faziesbereich, im Najerillahauptprofil nicht angetroffen!!!			
DBR221	Breva	Najerilla	-	siltstone	fining upward	Cephalon Trilobit?	x		
DBR222	Breva	Najerilla	-	siltstone		aufgelöster Schichtverband! Bioturbation?			
DBR223	Breva	Najerilla	164/25 S0	m-Quarzit	massig	Skolithos und weitere Grab- bzw. Wohnspuren, jedoch horizontal!			
DBR224	Breva	Najerilla	155/43 S0	f-Quarzit	bioturbated, coarsening upward	CL, Qz und Fdspt?	x		
DBR225	Breva	Najerilla	-	U-Stein?, f-Quarzit	fining and coarsening upward	Faziesausbildung, DS und Detailbeschreibung			
DBR226	Breva	Najerilla	-	siltstone	ohne Strukturen	Korngröße, auch CI			
DBR227	Breva	Najerilla	-	siltstone	wavy bedded, coarsening upward!	Material!			
DBR228	Breva	Najerilla	160/51 S0	siltstone to f-Quarzit	bioturbated	Faziesausbildung, DS und Detailbeschreibung	x		
DBR229	Breva	Najerilla	165/61 S0	siltstone	ohne Strukturen	Bioturbation als Faziesmerkmal			Verlust
DBR230	Breva	Najerilla	168/48 S0	m-g-Quarzit	massig	Material, Korngröße, CL			
DCH231	Arroyo de Roñas	Puntón	72/21 S0	g-Quarzit	massig	typisch massige Einheiten in Puntón			
DCH232	Arroyo de Roñas	Puntón?	-	siltstone	graded bedding	Gradierung und Karbonatgehalt testen, Feinklatka in Puntón			
DCH233	Arroyo de Roñas	Urbión	-	dolomite	massig	Vergleich mit Mansilla-Dolomit und evtl. Ribota (wo ist Ribota in der Demanda?)			
DCH234	Arroyo de Roñas	Urbión	160/25	dolomite / carbonate	massig	Frage, Dolomit?			
DCH235	Arroyo de Roñas	Azarrulla	-	Kalkknotenschiefer, kalkig	Knoten, wavy	hangender Teil einer Kalkknotenschieferbank	x		
DCH236	Arroyo de Roñas	Azarrulla	-	Kalkknotenschiefer, kalkig	Knoten, wavy	Karbonatgehalt, Dolomitanteil und Bestimmung der Feinklastika, eigene Fazies!			
DCH237	Arroyo de Roñas	Azarrulla	131/41 S0	Kalkknotenschiefer, siltig	wenige Knoten	Top von Kalkknotenschieferbank (90cm)			Verlust
DNA238	Najerilla	Anguiano	-	Turmalinklasten		Hangender Teil einer Abfolge von Kalkknotenbank und Feinklastika			
DCH239	Arroyo de Roñas	Puntón	-	f-Quarzit	wavy bedded, flaserig	Vergleich mit Kalkknotenschiefer von Mansilla!			Willner
DCH240	Arroyo de Roñas	Puntón	204/40 S0	f-Quarzit	parallel laminiert	Ergänzung zu verbliebenen Proben von mir an Priv. Doz. Dr. Wilner	x		Anschliff
DCH241	Arroyo de Roñas	Puntón	206/36 S0	m-Quarzit	massig	typische Ausbildung dieser Fazies, Anschliff und Dümschliffphotos fining upward ?, CL möglich!			
						Pyrit! Kubisch in Schichtverband eingeregelt			
						Vergleich zu Enbid möglich, dort ebenfalls schon fast ab Basis Pyrit			
						Autreten nur auf wenige Horizonte beschränkt, erst im mittellastischen Bereich			
						Ursache? Möglicherweise Konzentration organischen Materials in S0			
						stielstehender Profilverbereich, Top Mikrokonglomerat?			
DCH242	Arroyo de Roñas	Puntón	164/89 S0	m-g-Quarzit	massig	grobklastische Einschaltung => shore face?	x		
DCH243	Arroyo de Roñas	Puntón	152/58 S0	f-Konglomerat	matrixgestützt	Top bogig schräggeschichtet!			
DCH244	Arroyo de Roñas	Puntón	-	f-Konglomerat	matrixgestützt				
DCH245	Arroyo de Roñas	Puntón	182/84 S0	m-Quarzit	coarsening upward				
DCH246	Arroyo de Roñas	Puntón	-	m-Quarzit			x		
DCH247	Arroyo de Roñas	Puntón							
DCH248	Arroyo de Roñas	Puntón							
DVA249	Valvanera	Gatón?	135/56 S0	m-Quarzit	bogige Schrägschichtung	quarzreiche Sandsteine / Quarzite	x		
DVA250	Valvanera	Gatón?		m-Quarzit	planare Schrägschichtung				
DNA251	Najerilla	Najerilla	02/64 S0	m-Quarzit	bogige Schrägschichtung				Verlust
DNA252	Najerilla	Najerilla	-	m-Quarzit	bogige Schrägschichtung		x		
DNA253	Najerilla	Najerilla	-	m-Quarzit	bogige Schrägschichtung				

Probenbez.	Profil	Formation	Orient.	Lithologie	Struktur	texturale, strukturelle und regionale Besonderheiten	Schliff	poliert	Notiz
DNA254	Najerilla	Najerilla	10/68 SO	f-Quarzit	wavy	Top von Hummocky			Verluts
DNA255	Najerilla	Najerilla	-	f-Quarzit	invers zu normal gradiert				Anschliff
DNA256	Najerilla	Najerilla							
DNA257	Najerilla	Najerilla	10/67 SO	m-Quarzit	Kleinrippel-Schrägschichtung				Anschliff
<b>Probenverzeichnis Nummerierungswechsel, Fortsetzung mit DNA300</b>									
Probe300	südlich Mansilla	Spätere Vererzung	-	Fe-Erz	massig	Fe-Gehalt chemisch ermitteln			
DNA301	Najerilla	Gatón	02/53 SO	f-Quarzit	parallel laminiert	Schliff, Material			
DNA302	Najerilla	Viniegro	-	m-Quarzit	massig	Material, massige Pyritkristalle (5mm)			
DVI303	Viniegro II	Viniegro	-	g-Quarzit	massig	Material			
DVI304	Viniegro II	Viniegro	-	g-Quarzit	massig	Kathode			
DBA305	Barbadillo	Puntón	30/37 SO	g-Quarzit	massig	planare Schrägschichtung undeutlich erkennbar			
DBA306	Barbadillo	Puntón		g-Quarzit	coarsening upward	gravel clasts bis 15 mm			
DBA307	Barbadillo	Puntón	39/51 SO	g-Quarzit	coarsening upward	hauptsächlich Feldspatklasten			



# MATLAB-Skript Subsidenzmodellierung

Das folgende MATLAB-Skript ist auf Basis von publizierten Dekompaktions- und Backstripping Routinen (SCLATER & CHRISTIE 1980) von SONIA SCARSELLI an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich entwickelt worden. Vom Autor ist das Skript für die Dekompaktions- und Backstripping-Berechnungen der Abfolgen der Sierra de la Demanda umgeschrieben worden.

```
clear
% initial parameters
z_AngPunRio = 0.940; % actual thickness of Anguiano-, Puntón- and Riocabado-Fm.
z_SanHueMan = 0.290; % actual thickness of San Antón-, Huérmeda- and Mansilla-Fm.
z_AzaGat = 0.244; % actual thickness of Azarulla- and Gatón-Fm.
z_Vin = 0.250; % actual thickness of Viniegra-Fm.
z_Naj = 1.000; % actual thickness of Najerilla-Fm.
fi_AngPunRio0 = 0.539; % mixed surface porosity of conglomerate, sandstone and shale facies
fi_SanHueMan0 = 0.684; % mixed surface porosity of carbonate and shale facies
fi_AzaGat0 = 0.622; % mixed surface porosity of shale facies
fi_Vin0 = 0.493; % mixed surface porosity of sandstones facies
fi_Naj0 = 0.525; % mixed surface porosity of sandstone and shale facies
c1 = 0.39; % fi-depth coefficient in km-1 for shaley sandstone
c2 = 0.51; % fi-depth coefficient in km-1 for shales
c3 = 0.73; % fi-depth coefficient in km-1 for carbonate
c4 = 0.27; % fi-depth coefficient in km-1 for sandstones
c5 = c2;
y6 = 0; % actual top of the layer5, surface
y5 = 1.000; % actual top of layer4 and bottom of layer 5, in Km
y4 = 1.250; % actual top of layer3 and bottom of layer 4, in Km
y3 = 1.494; % actual top of layer2 and bottom of layer3, in Km
y2 = 1.784; % actual top of layer1 and bottom of layer 2, in Km
y1 = 2.724; % actual bottom of layer
y = 0; % surface conditions
rho_w = 1024; % density of sea water
rho_AngPunRio = 2650; % density for layer 1, in kg/m3
rho_SanHueMan = 2800; % density for layer 2, in kg/m3
rho_AzaGat = 2710; % density for layer 3, in kg/m3
rho_Vin = 2650; % density for layer 4, in kg/m3
rho_Naj = 2720; % density for layer 5, in kg/m3
rho_m = 3300; % density of the mantle

% decompaction of LAYER 1, 542-527.5MA (T1); x1_1 = thickness of layer 1 at time T1
eps = 0.0001;
error = 2*eps;
x1_1 = 1;
while error > eps
    xPreC1 = z_AngPunRio - fi_AngPunRio0/c4*(exp(-c4*y2) - exp(-c1*y1)) + fi_AngPunRio0/c1*(exp(-c4*y) - exp(-c4*x1_1));
    error = abs(xPreC1 - x1_1) / x1_1
    x1_1 = xPreC1
end

% decompaction of LAYER2, 527.5-510 MA (T2); x2_2 = thickness of layer 2 at time T2
eps = 0.0001;
error = 2*eps;
x2_2 = 1;
while error > eps
    xLowC2 = z_SanHueMan - fi_SanHueMan0/c3*(exp(-c3*y3) - exp(-c3*y2)) + fi_SanHueMan0/c3*(exp(-c3*y) - exp(-c3*x2_2));
    error = abs(xLowC2 - x2_2) / x2_2
    x2_2 = xLowC2
end

% decompaction of LAYER 1, 527.5-510MA (T2), x1_2 = thickness of layer 1 at time T2
```



```

eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x1_2 =1;
while error > eps
    xPreC2= (z_AngPunRio-fi_AngPunRio0/c4*(exp(-c4*y2)-exp(-c4*y1))+ fi_AngPunRio0/c4*(exp(-c4*xLowC2)-exp(-c4*x1_2))) +
    xLowC2;
    error = abs(xPreC2-x1_2)/x1_2
    x1_2 = xPreC2
end

% decompaction of LAYER3, 510-507 MA (T3), x3_3 = thickness of layer 3 at time T3
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x3_3 =1;
while error > eps
    xUpC3= (z_AzaGat-fi_AzaGat0/c2*(exp(-c2*y4)-exp(-c2*y3))+ fi_AzaGat0/c2*(exp(-c2*y)-exp(-c2*x3_3)))
    error = abs(xUpC3-x3_3)/x3_3
    x3_3 = xUpC3
end

% decompaction of LAYER2 (SanHueMan, 510-507MA (T3), x2_3 = thickness of layer 2 at time T3
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x2_3= 1;
while error > eps
    xLowC3= z_SanHueMan-fi_SanHueMan0/c3*(exp(-c3*y3)-exp(-c3*y2))+ fi_SanHueMan0/c3*(exp(-c3*xUpC3)-exp(-c3*x2_3)) +
    xUpC3 ;
    error = abs(xLowC3-x2_3)/x2_3
    x2_3= xLowC3
end

% decompaction of LAYER 1, 510-507MA (T3), x1_3 = thickness of layer 1 at time T3
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x1_3 =1;
while error > eps
    xPreC3= (z_AngPunRio-fi_AngPunRio0/c1*(exp(-c4*y2)-exp(-c4*y1))+ fi_AngPunRio0/c4*(exp(-c4*xLowC3)-exp(-c4*x1_3))) +
    xLowC3;
    error = abs(xPreC3-x1_3)/x1_3
    x1_3 = xPreC3
end

% decompaction of layer 4, 507-501 MA(T4), x4_4 = thickness of layer 4 at time T4
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x4_4 =1;
while error > eps
    xPal4 = z_Vin-fi_Vin0/c4*(exp(-c4*y5)-exp(-c4*y4))+ fi_Vin0/c4*(exp(-c4*y)-exp(-c4*x4_4));
    error = abs(xPal4 -x4_4 )/x4_4
    x4_4 = xPal4
end

% decompaction of LAYER3, 507-501 MA (T3), x3_4 = thickness of layer 3 at time T4
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x3_4 =1;
while error > eps
    xUpC4= (z_AzaGat-fi_AzaGat0/c2*(exp(-c2*y4)-exp(-c2*y3))+ fi_AzaGat0/c2*(exp(-c2*xPal4 )-exp(-c2*x3_4))) + xPal4 ;
    error = abs(xUpC4-x3_4)/x3_4
    x3_4 = xUpC4
end

```

```
% decompaction of LAYER2 (SanHueMan, 507-501MA (T4), x2_4 = thickness of layer 2 at time T4
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x2_4= 1;
while error > eps
    xLowC4= z_SanHueMan-fi_SanHueMan0/c3*(exp(-c3*y3)-exp(-c3*y2))+ fi_SanHueMan0/c3*(exp(-c3*xUpC4)-exp(-c3*x2_4)) +
    xUpC4 ;
    error = abs(xLowC4-x2_4)/x2_4
    x2_4= xLowC4
end

% decompaction of LAYER 1, 507-501MA (T4), x1_4 = thickness of layer 1 at time T4
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x1_4 =1;
while error > eps
    xPreC4= (z_AngPunRio-fi_AngPunRio0/c4*(exp(-c4*y2)-exp(-c4*y1))+ fi_AngPunRio0/c4*(exp(-c4*xLowC4)-exp(-c4*x1_4))) +
    xLowC4;
    error = abs(xPreC4-x1_4)/x1_4
    x1_4 = xPreC4
end

% decompaction of layer 5 , 501-488.3 Ma (T5), x5_5 = thickness of layer 5 at time T5
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x5_5 =1;
while error > eps
    xEoPI5= z_Naj- fi_Naj0/c1*(exp(-c1*y6)-exp(-c1*y5))+ fi_Naj0/c1*(exp(-c1*y)-exp(-c1*x5_5)) ;
    error = abs(xEoPI5-x5_5)/x5_5
    x5_5 = xEoPI5
end

% decompaction of layer 4, 501-488.3MA(T4), x4_4 = thickness of layer 4 at time T5
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x4_5=1;
while error > eps
    xPal5 = ( z_Vin-fi_Vin0/c4*(exp(-c4*y5)-exp(-c4*y4))+ fi_Vin0/c4*(exp(-c4*xEoPI5)-exp(-c4*x4_5))) + xEoPI5;
    error = abs( xPal5 -x4_5 )/x4_5
    x4_5 = xPal5
end

% decompaction of LAYER3,501-488.3 MA (T5), x3_5 = thickness of layer 3 at time T5
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x3_5 =1;
while error > eps
    xUpC5= (z_AzaGat-fi_AzaGat0/c2*(exp(-c2*y4)-exp(-c2*y3))+ fi_AzaGat0/c2*(exp(-c2*xPal5 )-exp(-c2*x3_5))) + xPal5 ;
    error = abs(xUpC5-x3_5)/x3_5
    x3_5 = xUpC5
end

% decompaction of LAYER2 (SanHueMan, 501-488.3MA (T5), x2_5 = thickness of layer 2 at time T5
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x2_5= 1;
while error > eps
    xLowC5= z_SanHueMan-fi_SanHueMan0/c3*(exp(-c3*y3)-exp(-c3*y2))+ fi_SanHueMan0/c3*(exp(-c3*xUpC5)-exp(-c3*x2_5)) +
    xUpC5 ;
    error = abs(xLowC5-x2_5)/x2_5
```

```

x2_5= xLowC5
end

% decompaction of LAYER 1, 501-488.3MA (T5), x1_5 = thickness of layer 1 at time T5
eps = 0.0001 ;
error = 2*eps ;
x1_5=1;
while error > eps
    xPreC5= (z_AngPunRio-fi_AngPunRio0/c4*(exp(-c4*y2)-exp(-c4*y1))+ fi_AngPunRio0/c4*(exp(-c4*xLowC5)-exp(-c4*x1_5))) +
    xLowC5;
    error = abs(xPreC5-x1_5)/x1_5
    x1_5= xPreC5
end

% backstripped porosity base AzaGat
fi_AzaGat = fi_AzaGat0/c2 *(((exp(-c2*y)) - exp(-c2*x3_3))/(x3_3-y)) % porosity of Layer 3 at T3,
fi_Vin4 = fi_Vin0/c4 *(((exp(-c4*y)) - exp(-c4*x4_4))/(x4_4-y)) % porosity of Layer 4 at T4,
fi_AzaGat4 = fi_AzaGat0/c2 *(((exp(-c2*x4_4)) - exp(-c2*x3_4))/(x3_4-x4_4)) % porosity of Layer 3 at T4,
fi_Naj5 = fi_Naj0/c2 *(((exp(-c2*y)) - exp(-c2*x5_5))/(x5_5-y)) % porosity of Layer 5 at T5,
fi_Vin5= fi_Vin0/c4 *(((exp(-c4*x5_5)) - exp(-c4*x4_5))/(x4_5-x5_5)) % porosity of Layer 4 at T5,
fi_AzaGat5= fi_AzaGat0/c3 *(((exp(-c3*x4_5)) - exp(-c3*x3_5))/(x3_5-x4_5)) % porosity of Layer 3 at T3,
% increment of the bulk density from 510Ma to 488.3 Ma
rho_t4= ((fi_AzaGat*rho_w + (1-fi_AzaGat)*rho_AzaGat)/x3_3)* x3_3% increment due to the fourth layer;
% increment due to the fifth layer at time 5, 501MA
rho_t5 = (fi_AzaGat4*rho_w + (1-fi_AzaGat4)*rho_AzaGat)*((x3_4-x4_4)/x3_4)+(fi_Vin4*rho_w+(1-fi_Vin4)*rho_Vin)*(x4_4/x3_4)
% increment due to the sixth layer at time 6, 488.3MA
rho_t6 = (fi_AzaGat5*rho_w + (1-fi_AzaGat5)*rho_AzaGat)*((x3_5-x4_5)/x3_5)+(fi_Vin5*rho_w+(1-fi_Vin5)*rho_Vin)*((x4_5-
x5_5)/x3_5)+(fi_Naj5*rho_w+(1-fi_Naj5)*rho_Naj)*(x5_5/x3_5)

%backstripped porosity base AngPunRio
fi_AngPunRio1 = fi_AngPunRio0/c4 *(((exp(-c4*y)) -exp(-c4*x1_1))/(x1_1-y)) % porosity of layer 1 at T1
fi_SanHueMan2 = fi_SanHueMan0/c3 *(((exp(-c3*y)) -exp(-c3*x2_2))/(x2_2-y)) % porosity of layer 2 at T2
fi_AngPunRio2 = fi_AngPunRio0/c4 *(((exp(-c4*x2_2)) -exp(-c4*x1_1))/(x1_1-x2_2)) % porosity of layer 1 at T2
fi_AzaGat3 = fi_AzaGat0/c2 *(((exp(-c2*y)) -exp(-c2*x3_3))/(x3_3-y)) % porosity of layer 3 at T3
fi_SanHueMan3 = fi_SanHueMan0/c3 *(((exp(-c3*x3_3)) -exp(-c3*x2_2))/(x2_2-x3_3)) % porosity of layer 2 at T3
fi_AngPunRio3 = fi_AngPunRio0/c4 *(((exp(-c4*x2_2)) -exp(-c4*x1_1))/(x1_1-x2_2)) % porosity of layer 1 at T3
fi_Vin4 = fi_Vin0/c4 *(((exp(-c4*y)) -exp(-c4*x4_4))/(x4_4-y)) % porosity of layer 4 at T4
fi_AzaGat4 = fi_AzaGat0/c2 *(((exp(-c2*x4_4)) -exp(-c2*x3_3))/(x3_3-x4_4)) % porosity of layer 3 at T4
fi_SanHueMan4 = fi_SanHueMan0/c3 *(((exp(-c3*x3_3)) -exp(-c3*x2_2))/(x2_2-x3_3)) % porosity of layer 2 at T4
fi_AngPunRio4 = fi_AngPunRio0/c4 *(((exp(-c4*x2_2)) -exp(-c4*x1_1))/(x1_1-x2_2)) % porosity of layer 1 at T4
fi_Naj5 = fi_Naj0/c1 *(((exp(-c1*y)) -exp(-c1*x5_5))/(x5_5-y)) % porosity of layer 5 at T5
fi_Vin5 = fi_Vin0/c4 *(((exp(-c4*x5_5)) -exp(-c4*x4_4))/(x4_4-x5_5)) % porosity of layer 4 at T5
fi_AzaGat5 = fi_AzaGat0/c2 *(((exp(-c2*x4_4)) -exp(-c2*x3_3))/(x3_3-x4_4)) % porosity of layer 3 at T5
fi_SanHueMan5 = fi_SanHueMan0/c3 *(((exp(-c3*x3_3)) -exp(-c3*x2_2))/(x2_2-x3_3)) % porosity of layer 2 at T5
fi_AngPunRio5 = fi_AngPunRio0/c4 *(((exp(-c4*x2_2)) -exp(-c4*x1_1))/(x1_1-x2_2)) % porosity of layer 1 at T5
% increment of the bulk density from
rho_time1 = ((fi_AngPunRio1*rho_w + (1-fi_AngPunRio1)*rho_AngPunRio)/x1_1)* x1_1
rho_time2 = (fi_AngPunRio2*rho_w + (1-fi_AngPunRio2)*rho_AngPunRio) * ((x1_2-x2_2)/x1_2) + (fi_SanHueMan2*rho_w + (1-
fi_SanHueMan2)*rho_SanHueMan) * (x2_2/x1_2)
rho_time3 = (fi_AngPunRio3*rho_w + (1-fi_AngPunRio3)*rho_AngPunRio) * ((x1_3-x2_3)/x1_3) + (fi_SanHueMan3*rho_w + (1-
fi_SanHueMan3)*rho_SanHueMan) * ((x2_3-x3_3)/x1_3) + (fi_AzaGat3*rho_w + (1-fi_AzaGat3)*rho_AzaGat)*(x3_3/x1_3)
rho_time4 = (fi_AngPunRio4*rho_w + (1-fi_AngPunRio4)*rho_AngPunRio) * ((x1_4-x2_4)/x1_4) + (fi_SanHueMan4*rho_w + (1-
fi_SanHueMan4)*rho_SanHueMan) * ((x2_4-x3_4)/x1_4) + (fi_AzaGat4*rho_w + (1-fi_AzaGat4)*rho_AzaGat)*((x3_4-x4_4)/x1_4)
+ (fi_Vin4*rho_w + (1-fi_Vin4)*rho_Vin)*(x4_4/x1_4)
rho_time5 = (fi_AngPunRio5*rho_w + (1-fi_AngPunRio5)*rho_AngPunRio) * ((x1_5-x2_5)/x1_5) + (fi_SanHueMan5*rho_w + (1-
fi_SanHueMan5)*rho_SanHueMan) * ((x2_5-x3_5)/x1_5) + (fi_AzaGat5*rho_w + (1-fi_AzaGat5)*rho_AzaGat)*((x3_5-x4_5)/x1_5)
+ (fi_Vin5*rho_w + (1-fi_Vin5)*rho_Vin)*(x4_5-x5_5)/x1_5 + (fi_Naj5*rho_Naj)*(x5_5/x1_5)

% backstripped tectonic subsidence using an Airy-type model
Y0 = 0; % the subsidence started in the time 510 MA; thickness at that time is zero
Y1 = x3_3 * ((rho_m - rho_t4)/(rho_m-rho_w))

```

```
Y2 = x3_4 * ((rho_m - rho_t5)/(rho_m-rho_w))
Y3 = x3_5 * ((rho_m - rho_t6)/(rho_m-rho_w))
```

```
% backstripped tectonic subsidence using an Airy-type model
```

```
A0 = 0 % the subsidence started in the time 542 Ma; thickness at this time is zero
```

```
A1 = x1_1 * ((rho_m - rho_time1)/(rho_m-rho_w))
A2 = x1_2 * ((rho_m - rho_time2)/(rho_m-rho_w))
A3 = x1_3 * ((rho_m - rho_time3)/(rho_m-rho_w))
A4 = x1_4 * ((rho_m - rho_time4)/(rho_m-rho_w))
A5 = x1_5 * ((rho_m - rho_time5)/(rho_m-rho_w))
```

```
% plot of the data
```

```
subplot(1,2,1)
tAngPunRioR = [542; 527.5; 510; 507; 501; 488.3]; % plot of decompacted sequences
YAngPunRioR = [Y0; x1_1; x1_2; x1_3; x1_4; x1_5];
plot(tAngPunRioR, YAngPunRioR, 'bo-')
hold on;
tSanHueManR = [527.5; 510; 507; 501; 488.3];
YAngPunRioR = [Y0; x2_2; x2_3; x2_4; x2_5];
plot(tSanHueManR, YAngPunRioR, 'bo-')
hold on;
tAzaGatR = [510; 507; 501; 488.3];
YAzaGatR = [Y0; x3_3; x3_4; x3_5];
plot(tAzaGatR, YAzaGatR, 'bo-')
hold on;
tVin = [507; 501; 488.3];
YVin = [Y0; x4_4; x4_5];
plot(tVin, YVin, 'bo-')
hold on;
tNaj = [501; 488.3];
YEoPl = [Y0; x5_5];
plot(tNaj, YEoPl, 'bo-')
hold on;
title('Dekompaktion "Demanda"');
xlabel('Zeit / Ma');
ylabel('Teufe / km');
set(gca, 'XGrid', 'on', 'YGrid', 'on');
set(gca, 'XDir', 'reverse', 'YDir', 'reverse');
hold off;
%tTOT = [510; 507; 501; 488.3]; % plot of tectonic subsidence
%YTOT = [Y0; Y1; Y2; Y3];
subplot(1,2,2)
%plot ( tTOT, YTOT, 'ro-')
%hold on;
tTOT5 = [542; 527.5; 510; 507; 501; 488.3];
YTOT5 = [A0; A1; A2; A3; A4; A5];
plot (tTOT5, YTOT5, 'go-')
hold on;
tTOT_total = [542; 527.5; 510; 507; 501; 488.3];
yTOT_total = [0; 0.610; 1.651; 2.004; 2.0505; 2.748];
plot (tTOT_total, yTOT_total, 'ro:')
hold on;
title('Tektonische Subsidenz "Demanda"');
xlabel('Zeit / Ma');
ylabel('Teufe / km');
set(gca, 'XGrid', 'on', 'YGrid', 'on');
set(gca, 'XDir', 'reverse', 'YDir', 'reverse');
hold off
```